

Zum Kreide/Tertiär-Übergang in NE-Mexiko: Geochemische
Charakterisierung der Chicxulub-Impaktejekta

Zur Erlangung des akademischen
Grades eines Doktors der Naturwissenschaften
an der Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften
der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)

genehmigte

Dissertation

von

Markus Harting
aus Bielefeld
2004

Tag der mündlichen Prüfung:	27. Oktober 2004
Referentin:	Prof. Dr. Doris Stüben
Korreferenten:	Prof. Dr. Gerta Keller Prof. Dr. Wolfgang Stinnesbeck
Vorsitzender:	Prof. Dr. Rolf Nüesch

Willst Du ins Unendliche schreiten, so geh nur im Endlichen nach allen Seiten. Willst Du Dich an Grenzen entzücken, so musst du das Ganze im Kleinsten erblicken.

Johann Wolfgang von Goethe

Kurzfassung

Die Kreide/Tertiär-Grenze charakterisiert eines der fünf großen Massensterben des Phanerozoikums. Dieser Faunenschnitt wird auf den Einschlag eines Meteoriten (Chicxulub-Impakt) zurückgeführt. Dieser fand vor 65 Ma Jahren auf der Yucatán-Halbinsel (Mexiko) statt. Sedimentprofile der Kreide/Tertiär-Grenze in NE-Mexiko liegen in vergleichsweise kurzer Distanz zur Chicxulub-Impaktstruktur. Aufgrund ihrer hohen Sedimentakkumulationsraten und der guten regionalen Aufschlussverhältnisse bieten sie eine hervorragende Möglichkeit, um die Abläufe vor, während und nach dem Impaktereignis untersuchen und charakterisieren zu können.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden anhand von sieben Kreide/Tertiär-Übergangsprofilen in NE-Mexiko die darin enthaltenen Ejektalagen geochemisch, mineralogisch und petrographisch charakterisiert. Ejektamaterial des Aufschlusses Beloc (Haiti) wurde ebenso wie Grundgebirgsklasten, Impaktite und Impaktschmelzen aus den Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6, Sacapuc-I und Yaxcopoil-I untersucht und als Vergleichsmaterial herangezogen. An zwei Profilen NE-Mexikos (Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez) wurden sedimentgeochemische bzw. chemostratigraphische, petrographische und mineralogische Untersuchungen durchgeführt, diese mit Literaturdaten verglichen und so in die Faziesinterpretation eingearbeitet.

Die Ejekta, Mikrospheruls und Splitter (Tektitglas) in NE-Mexiko zeigen eine heterogene und lokal unterschiedliche Zusammensetzung. Sie lassen sich dennoch gut klassifizieren und genetisch auf den Chicxulub-Impakt zurückführen. In NE-Mexiko können morphologisch sowie geochemisch mindestens zwei Tektit-Typen, Mikrospheruls und Splitter, unterschieden werden. Die Zusammensetzung dieser Ejekta ist charakterisiert durch Si-Al-K-, Si-Ca- und Si-Al-Mg/Na-reiche Glastypen, häufig auftretende Chlorit- und Chlorit/Smektit-Phasen sowie Fe- und Ti-reiche interne Lamellen.

Die chemische Zusammensetzung der in dieser Arbeit untersuchten Ejekta deutet genetisch auf Gesteine intermediärer bis mafischer Zusammensetzung hin, was durch den Vergleich mit Grundgebirgsgesteinen des Chicxulub-Kraters belegt werden konnte. So zeigen die Gläser chemisch eine deutliche Übereinstimmung mit Amphiboliten, Gneisen und Graniten sowie mit den Impaktschmelzen des Chicxulub-Kraters. Für die Ejekta des Spherul-Typs ist eine geochemische Signatur des sedimentären Deckgebirges der Yucatán-Plattform deutlich erkennbar. Ausnahmslos konnte die Ejekta der hier untersuchten Profile in NE-Mexiko genetisch auf den Chicxulub-Impakt zurückgeführt werden. Dies gilt auch für die Ejektalagen, welche innerhalb des Méndez-Mergel des Oberen Maastrichtium eingeschaltet sind.

Bezüglich der Chemostratigraphie der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez wurden Schwankungen in Hinblick auf ein sich änderndes Paläoenvironment innerhalb des Méndez-Mergel interpretiert. Beide Profile zeigen für den basalen Teil des Méndez-Mergels geringe Schwankungen im Sedimenteintrag. Mit dem graduellen Übergang zum

ejektaführenden Horizont der Einheit 1, der nach petrographischen und sedimentgeochemischen Gesichtspunkten als allochthone Ablagerung zu deuten ist, tritt eine massive Änderung der Sedimentationsraten ein.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden an insgesamt 122 Proben 8194 Messungen an Ejektamaterial aus NE-Mexiko durchgeführt, davon 1722 Messungen an Ejekta der originären Ejektalage des Profils El Peñon sowie 1300 Messungen an Ejektamaterial des Profils Beloc (Haiti). Zusätzlich wurden 1706 Messungen an 9 Proben der Grundgebirgsklasten, Impaktite und Impaktschmelzen aus Bohrungen der Chicxulub-Kraterstruktur untersucht. Die Messungen erfolgten mittels Elektronenstrahlmikrosonde. Insgesamt 100 Messungen mittels EDX, WDX, CSA, CWA sowie XRD wurden an Sedimentproben aus zwei Profilen NE-Mexikos durchgeführt. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen wurden an insgesamt 187 Dünnschliffen der Ejektahorizonte, Grundgebirgsklasten, Impaktite und Impaktschmelzen durchgeführt. Im Rahmen der orts aufgelösten Messungen mittels Synchrotronröntgenfluoreszenz wurden Messungen an 7 Ejektaprobe n ausgewertet.

Abstract

The K/T-boundary is considered as one of the big five mass extinction events in the Phanerozoic era, triggered by the Chicxulub impact at the Yucatán peninsula, Mexico. The extended sedimentary record of NE-Mexico is in proximity of the impact site and represents an excellent key area for the characterisation of the pre- and post-impact sediments.

In the framework of this study, the ejecta layers of seven sections of the K/T-transition of NE-Mexico were investigated and characterised by geochemical, mineralogical, and petrographical methods. Ejecta material from the Beloc (Haiti) section as well as basement clasts, impactites and impact meltrocks of the Chicxulub-I, Yucatán-6, Sacapuc-I and Yaxcopoil-I drillings have been used on for comparison. Additionally, two NE-Mexican sections (Rancho Nuevo and Mesa Juan-Perez) have been investigated geochemically as well as from a mineralogical point of view in order to compare them with existing data for the interpretation of the facies and paleoenvironment of the study area.

Micro-spherules and glassshards (tektite glass) of NE-Mexico are of heterogeneous and locally of different composition. They could be ascribed to the Chicxulub-Impact. Morphologically as well as geochemically, two distinct types of ejecta could be distinguished by high Si-Al-K-, Si-Ca-, and Si-Al-Mg/Na glass as well as by the common appearance of Fe- and Ti-lamellae as internal structural features.

The geochemistry of the ejecta indicate a link to mafic and felsic rocks of the basement of the Yucatán peninsula, like amphibolites, gneisses and granites. Additionally, spherules show a clear signature of super-cap strata of the Yucatán-platform sedi-

ments. Without exception all ejecta, including those from the multiple spherule horizons of Maastrichtian age, could be linked to the Chicxulub-impact.

Chemostratigraphic investigations on the Rancho Nuevo and the Mesa Juan-Perez sections reveal minor changes during their sedimentation history with respect to the prevailing paleoenvironmental conditions within the Méndez marls. Both sections clearly show a gradual transition from the marls to the allochthonous spherule rich layer of Unit 1.

The study is based on 8194 measurements with microprobe on a total of 122 samples of different ejecta material. Hereof 1722 measurements are on ejecta of the original Spherule Layer at El Peñón and 1300 measurements are on ejecta of the Beloc section (Haiti), while 1706 measurements are on a total of 9 samples of basement clasts, impactites and impact melt rocks of the Chicxulub-Impact structure. Furthermore a total of 100 samples from two sedimentary sections have been investigated by X-ray fluorescence, Carbon-Water- and Carbon-Sulphur-Analyser, and X-ray diffraction respectively. Mineralogical as well as petrographical investigations have been carried out on 187 thin sections prepared from the same material. High-resolution synchrotron X-ray fluorescence measurements were carried out on a total of 7 samples in order to detect small scale variations in the chemical composition of the ejecta material.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit verschiedenen Aspekten des Chicxulub-Impaktereignisses, seiner Ejekta und Auswirkungen auf das Paläoenvironment in NE-Mexiko. Sie wurde unter Berücksichtigung und Beachtung der "Selbstkontrolle in der Wissenschaft: "Vorschläge zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis" der Deutschen Forschungsgemeinschaft (1998) sowie der "Richtlinien zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis" der Universität Karlsruhe (TH) angefertigt.

Haupt- und Spurenelementuntersuchungen (EDX/WDX), röntgendiffraktometrische Untersuchungen (XRD), die Kohlenstoff-Schwefel- und Carbonat-Wasser-Analysen (CSA/CWA) sowie die gesamte Probenauf- und vorbereitung wurden am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität Karlsruhe (TH) durchgeführt. Untersuchungen mittels Synchrotronstrahlung (SYRFA) wurden am Deutschen Elektronen Synchrotron (DESY), am Hamburger Synchrotron Labor (HASYLAB) der Helmholtzgesellschaft, der Angströmquelle (ANKA) des Forschungszentrum Karlsruhe sowie an der European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) in Grenoble durchgeführt. Mikrosonden- und raster-elektronenmikroskopische Untersuchungen erfolgten am Laboratorium für Elektronenmikroskopie der Universität Karlsruhe (TH).

Die Handstücke der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Impaktite, Impaktschmelzen und Grundgebirgsfragmente der Chicxulub-Impakt Struktur befinden sich an der Universidad Nacional Autónoma de México in Mexiko-Stadt (Instituto de Geofísica). Alle Proben, Dünnschliffe, Photos und analytische Daten sind am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität Karlsruhe (TH) und den Institutionen, an denen sie erzeugt wurden, archiviert. Alle Haupt- und Spurenelement-, Röntgendiffraktometrie-, CWA/CSA- sowie Elektronenstrahlmikrosondendaten der bearbeiteten Profile stehen unter der Internetadresse <http://www.uvka.de> zum kostenlosen Download zur Verfügung. Alternativ kann der Anhang dieser Arbeit als Bd. II beim Universitätsverlag Karlsruhe bezogen werden.

Die vorliegende Arbeit wurde in einem internationalen Verbundprojekt in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. Gerta Keller (Department of Geosciences, Princeton University, USA), PD Dr. Thierry Adatte (Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, Schweiz) und Prof. Dr. Wolfgang Stinnesbeck (Geologisches Institut, Universität Karlsruhe) im Rahmen des ICDP-Schwerpunktprogramms der Deutschen Forschungsgemeinschaft angefertigt.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Zielsetzung	1
2. Stand der Forschung	3
2.1. Die Kreide/Tertiär-Grenze: Geochemische, mineralogische und biostratigraphische Merkmale	3
2.2. Position der Kreide/Tertiär-Grenze	5
2.3. Die Kreide/Tertiär-Grenzproblematik im Raum des Golf von Mexiko	6
2.4. Der Kreide/Tertiär-Übergang in NE-Mexiko	7
2.5. Impaktereignisse an der K/T-Grenze	7
3. Geologischer Rahmen	8
3.1. Geologischer Rahmen und Paläoenvironment des Untersuchungsgebietes	8
3.2. Mesozoische und känozoische Entwicklung des Golf von Mexiko und NE-Mexikos	9
3.2.1. Méndez-Formation (Maastrichtium)	12
3.2.2. Ejektalagen des Méndez-Mergel	12
3.2.3. Einheit 1 (Spherule-rich Layer)	13
3.2.4. Einheit 2 (Massive Sandstone)	13
3.2.5. Einheit 3 (Interlayered Sand-Silt Beds)	13
3.2.6. Velasco-Formation (Unteres-Tertiär)	14
4. Lages des Untersuchungsgebietes und Material der bearbeiteten Profile und Bohrungen	14
4.1. Lage des Untersuchungsgebietes	14
4.2. Untersuchte Profile	16
4.3. Bearbeitete Proben der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6, Sacapuc-I und Yaxcopoil-I der Chicxulub-Impaktstruktur	19
5. Ejektaentstehung, Modifikation und deren Distribution	21
5.1. Kraterbildung und Ejekta-Modifikation	21
5.2. Distale Ejekta, Tektite und Impaktgläser	23
5.2.1. Genese distaler und proximaler Ejekta	24
5.2.2. Definition und Charakteristika der Ejekta	24
5.2.3. Klassifikation der Ejekta der K/T-Grenze	25
5.3. Verbreitung der K/T-Ejekta	26
5.4. Charakteristik der K/T-Ejekta	27
5.5. Alter der Chicxulub-Ejekta	29
6. Aufbereitung und Analytik	29
6.1. Aufbereitung der Sedimentgesteine	29
6.2. Haupt- und Spurenelementanalytik mittels energie- und winkeldispersiver Röntgenfluoreszenz (EDX/WDX)	31
6.3. Elektronenstrahlmikrosonde (EDS/WDS)	32
6.4. Rasterelektronenmikroskopie (REM)	33
6.5. Röntgendiffraktometrie (XRD)	33
6.6. Kohlenstoff-Schwefel- und Carbonat-Wasser Analyse (CSA/CWA)	34
6.7. Synchrotronröntgenfluoreszenz	34
6.7.1. Beamline "L" (Messplatz "Strahl L"), HASYLAB (DESY)	35
6.7.2. Fluo-Topo-Beamline, Angströmquelle (ANKA)	36
6.7.3. Beamline ID 18F (ESRF)	36
6.7.4. Standardmaterial	36
6.7.5. Datenauswertung, Quantifizierung, Nachweisgrenzen und Einschränkung	37

7. Ergebnisse	38
7.1. Mineralogie, Petrographie und geochemische Zusammensetzung der Ejekta	38
7.1.1. Mineralogisch-petrographische Charakterisierung der Spherullagen	38
7.1.2. Mikrofazies der Ejektahorizonte	51
7.1.3. Geochemie der Ejekta (Spheruls und Splitter)	52
7.2. Mineralogie, Petrographie und geochemische Zusammensetzung der Chicxulub-Impaktite	70
7.2.1. Mineralogie und Petrographie	70
7.2.2. Geochemie der Tagamitschmelze, Impaktite und Grundgebirgsfragmente Chix-I, Y6N13, Y6N14, Y6N16, Y6N17, Y6N19, Sac-IN18 und Yax-I	72
7.3. Spurenelementmessungen in Spheruls mittels SYRFA	74
7.4. Mineralogie, Haupt- und Spurenelemente des Profils Rancho Nuevo	76
7.5. Mineralogie, Haupt- und Spurenelemente des Profils Mesa Juan-Perez	79
8. Diskussion	82
8.1. Herkunft der Ejekta – Klassifizierung und geochemische Charakterisierung der Ejekta NE-Mexikos und deren Verhältnis zum Chicxulub-Impakt	82
8.2. Ursprung und Geochemie der Impaktschmelzen, Impaktite und Grundgebirgsgesteine	90
8.3. Chemostratigraphie der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez	92
8.4. Zeitliche Zuordnung und Fazies der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez, der Ejektahorizonte der Einheit 1 und ihr Zusammenhang zur K/T-Grenze	92
8.5. Herkunft der multiplen Ejektalagen innerhalb des Méndez-Mergel	97
9. Zusammenfassung der Ergebnisse	99
10. Ausblick	102
11. Danksagung	103
12. Literatur	105
13. Anhang	131

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Geographische Übersichtskarte der K/T-Übergangprofile des Arbeitsgebietes, einiger Profile des Western Interior Seaway, der Südstaaten der USA, der Karibik, Lateinamerikas sowie Offshore-Bohrungen im Atlantik	15
Abb. 2	Geographische Übersichtskarte Mexikos sowie des Arbeitsgebietes in NE-Mexiko und der bearbeiteten K/T-Übergangprofile	16
Abb. 3	Lithostratigraphische Profile für die Aufschlüsse Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez	17
Abb. 4	Geologische Übersichtskarte des Bundesstaates Yucatán mit den Forschungs- und Explorationsbohrungen im Bereich des Chicxulub-Kraters	20
Abb. 5	Schematischer Schnitt durch einen Impaktkrater	22
Abb. 6	Oxidkorrelationsdiagramm (Harker-Diagramm) für Spheruls und Splitter NE-Mexikos	59
Abb. 7	Ternäre Diagramme für CaO, K ₂ O+Na ₂ O und FeO+MgO in Gew.% für die Ejekta NE-Mexikos und Haitis, zur Darstellung des Zusammenhangs von Ejekta-Typ, Profil und Horizont zu den Impaktiten und Grundgebirgsfragmenten des Chicxulub-Kraters	62
Abb. 8	Ternäre Diagramme für Cr ₂ O ₃ , FeO und NiO in Gew.% zur Darstellung des Anteils der Metallphasen (potentieller meteoritischer Komponenten) innerhalb der Ejekta NE-Mexikos und Haitis, aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ	64
Abb. 9	Ternäre Diagramme für Al ₂ O ₃ , CaO+Na ₂ O und K ₂ O in Mol.% zur Darstellung des Alterationsgrades (CIA) der Ejekta NE-Mexikos und Haitis, aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ	65
Abb.10	Ternäre Diagramme für Al ₂ O ₃ , CaO+Na ₂ O+K ₂ O und FeO+MgO in Mol.% zur Darstellung der mafischen Komponenten der Ausgangsschmelze, aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ	67
Abb.11	Ternäre Diagramme für Al ₂ O ₃ , CaO und K ₂ O+Na ₂ O in Mol.% zur Darstellung der Feldspatkomponenten bzw. der Feldspatsignatur der Ausgangsschmelze, aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ	68
Abb.12	Elementverteilungsbilder für einen isolierten Spherul des Profils Mesa Juan-Perez (Einheit 1) aus mit SYRFA ermittelten Peakintensitäten für die Elemente Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb	74
Abb.13	Elementverteilungsbilder für einen isolierten Spherul des Profils El Mimbral (Einheit 1) aus mit SYRFA ermittelten Peakintensitäten für die Elemente Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb	75
Abb.14	Elementverteilungsbilder für einen isolierten Spherul des Profils Beloc (Haiti) aus mit SYRFA ermittelten Peakintensitäten für die Elemente Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb	75
Abb.15	Karbonat, C _{Org} , Quarz, Tonmineral- und Feldspatgehalt in Gew.% gegen die Lithologie für das Profil Rancho Nuevo	76
Abb.16	Haupt- und Spurenelementkonzentrationen (EDX) gegen die Lithologie für das Profil Rancho Nuevo	77
Abb.17	Haupt- und Spurenelementkonzentrationen (WDX) gegen die Lithologie für das Profil Rancho Nuevo	78
Abb.18	Karbonat, C _{Org} , Quarz, Tonmineral und Feldspatgehalt in Gew.% gegen die Lithologie für das Profil Mesa Juan-Perez	79
Abb.19	Haupt- und Spurenelementkonzentrationen (EDX) gegen die Lithologie für das Profil Mesa Juan-Perez	80
Abb.20	Haupt- und Spurenelementkonzentrationen (EDX) gegen die Lithologie für das Profil Mesa Juan-Perez	81
Abb.21	Ternäre Übersichtsdiagramme für Metallphasen, Feldspatkomponenten, Alterationsgrad (CIA) und mafische Komponenten für Spheruls und Splitter NE-Mexiko	85

Abb.22	Ternäre Diagramme für CaO, K ₂ O+Na ₂ O und FeO+MgO in Gew.% für Chicxulub-Impaktite und Grundgebirgsfragmente der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6, Yaxcopoil-I, der Deckgebirgssedimente Yucatáns sowie der Ejekta NE-Mexikos	87
Abb.23	Raum-Zeit-Modell der faziellen Entwicklung des Untersuchungsgebietes und schematische lithostratigraphische Abfolge	95

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Übersicht der bearbeiteten Dünnschliffe der Spherullagen, deren Nomenklatur und deren Beprobung	19
Tab. 2	Eingesetzte Mineral- und Glas-Oxidstandards	33
Tab. 3	Vergleich und Abgeschätzung der mittleren Zusammensetzung der untersuchten Ejektalagen nach Dünnschliffuntersuchungen	52
Tab. 4	Elementvariationsbereiche für unterschiedliche Impaktejekta, die Ejekta des Arbeitsgebietes sowie die Durchschnittszusammensetzung der kontinentalen Kruste	53
Tab. 5	Typische Elementvariationsbereiche der im Ejekta material des Untersuchungsgebietes auftretenden Chlorit-/Smektit-Phasen und Si-Al-K- und Si-Ca-reichen Gläser sowie der FeO, TiO ₂ - und K ₂ O-reichen Internstrukturen	54
Tab. 6	Verteilung relativ erhöhter Konzentrationen bestimmter Elemente für die untersuchten ejektaführenden Horizonte	56
Tab. 7	Übersicht der in Abb. 7 charakterisierten Impaktite und Grundgebirgssteine (Ausgangsschmelze) und deren Verteilung innerhalb der Ejekta (Spheruls und Splitter) NE-Mexikos	61
Tab. 8	Mittels Elektronenstrahlmikrosonde bestimmte Hauptelementgehalte der Profile Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez, El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla und El Mimbral sowie Beloc (Haiti).	69
Tab. 9	Hauptelementkonzentrationen in Gew.% für die Proben Y6N13, Y6N14, Y6N16, Y6N17, Y6N19, Chix-I, Sac-IN18 sowie für die Probe Yax-I (395)	72
Tab.10	Übersicht der Elementgehalte innerhalb der gemessenen Impaktite, Impaktgläser, FeO-Cr ₂ O ₃ -NiO-haltigen Bereichen, Spinell bzw. Cr-Spinell, Ulvöspinell, Magnesioferrit sowie Chloritphasen der Probe 968 des Bohrkernes Yaxcopoil-I	73
Tab.11	Übersicht der Elementvariation innerhalb der gemessenen Impaktschmelze der Probe 395 des Bohrkernes Yaxcopoil-I	73
Tab.12	Variationsbereich einiger Haupt- und Spurenelementgehalte des Profils Rancho Nuevo	78
Tab.13	Variationsbereiche der ermittelten Sulfat-, CO ₂ -, Karbonat-, Silikat, C _{Org} -, Feldspat- und Tonmineralgehalte des Profils Rancho Nuevo	79
Tab.14	Variationsbereich einiger Haupt- und Spurenelementgehalte des Profils Mesa Juan-Perez	81
Tab.15	Variationsbereiche der ermittelten Sulfat-, CO ₂ -, Karbonat-, Silikat, C _{Org} -, Feldspat- und Tonmineralgehalte des Profils Mesa Juan-Perez	81

Verzeichnis der Tafeln

Taf. 1	Polarisationsmikroskopbilder der Ejekta NE-Mexikos	39
Taf. 2	Rückstreuelektronenbilder der Ejekta NE-Mexikos	41
Taf. 3	Rückstreuelektronenbilder der Ejekta NE-Mexikos	43
Taf. 4	Rückstreuelektronenbilder der Ejekta NE-Mexikos	45
Taf. 5	Rasterelektronenmikroskopbilder der Ejekta NE-Mexikos	47
Taf. 6	Rasterelektronenmikroskopbilder der Ejekta NE-Mexikos	49
Taf. 7	Elementverteilungsbilder für Ca, Si, Fe, Al und Mg	57
Taf. 8	Elementverteilungsbilder für Ca, Si, Fe, Al und Mg	58

Verwendete Abkürzungen

a	Jahre
ASA	American Standard Association
BSE	Back scatter electron detector (Rückstreuelektronen Detektor)
CF1	Biozone des Oberen-Maastrichtium
CIA	Chemical Index of Alteration (chemischer Alterationsindex)
CSA	Kohlenstoff-Schwefel-Analyse
CWA	Kohlenstoff-Wasser-Analyse
DIN	Deutsche Industrie Norm
EDS	Energy dispersive fluorescence (Energiedispersives System)
g	Erdbeschleunigung (9.81 m/s ²)
Gew.%	Gewichtsprozent
GOK	Geländeoberkante
Gpa	Giga-Pascal
GSSP	Global Standard Stratotype-section and Point
HEL	Elastisches Hugoniot-Limit
ICDP	International Continental Drilling Projekt
K	Kelvin
ka	Tausend Jahre vor heute
keV	Kiloelektronen-Volt
kV	Kilo-Volt
m	Anzahl der für die Anpassung genutzten Referenzspektren
Ma	Millionen Jahre vor heute
MLS	Multiple Least Square Fit
Mol.%	Molprozent
ms	Millisekunde
n	Anzahl der definierten Kanäle innerhalb eines Spektrums
<i>n</i>	Lichtbrechungsindex eines Mineralen
nA	Nanno Ampère
ng	Nanogramm
PAP	Konventionelles ZAF-Korrekturprogramm für die Matrixkorrektur, die Meßwerte einer Probe mit denen der Standardmaterialien vergleicht
PEMEX	Petróleos Mexicanos
PDF	Planar Deformation Features (Planare Deformationsstrukturen)
PGE	Platingruppen Elemente
ppm	Parts per million (Teile pro Millionen)
P0	Erste Biozone des Paläozän
P1/P1a	Biozonen des basalen Paläozän
R _b	Ballistische Flugbahn als Funktion der Distanz
REE	Rare Earth Element (Seltenerdelemente)
sin α /sin β	Verhältnis zwischen Einfallswinkel und Ausfallswinkel
sin	Sinus hyperbolicus (Hyperbelsinus)
SMO	Sierra Madre Oriental
SYRFA	Synchrotronröntgenfluoreszenz (Synchrotron X-ray fluorescence, SYXRF)
t	Tonne
TOC	Total organic carbon (Gesamtorganischer Kohlenstoff)
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
v _e	Auswurfgeschwindigkeit
Vol.%	Volumenprozent
Wt.%	Gewichtprozent
°C	Grad Celsius
Φ	Auswurfwinkel
χ^2	Chi-Quadrat-Verteilung (stetige Wahrscheinlichkeitsverteilung)
y_i	Variable i eines Punktes innerhalb eines Spektrum
σ_i^2	Varianz eines Punktes i eines Spektrum
Σ	Summenzeichen; hier die ermittelte Summe gemessener Elemente

1. Einleitung und Zielsetzung

Die Kreide/Tertiär-Grenze, eines der fünf großen Massensterben des Phanerozoikums und ist seit langem im Focus der Wissenschaft. Bedingt durch die Dezimierung der Dinosaurier in der ausgehenden Ober-Kreide, besteht auch ein Interesse der Öffentlichkeit. Dieser Faunenschnitt, der neben den terrestrischen Lebewesen auch marine Faunen betraf und zum Aussterben vieler Arten führte, während zahlreiche andere Gattungen scheinbar unbeeinflusst blieben, wird seit 1980 mit der Theorie eines Meteoriteneinschlags (Alvarez et al., 1980), also einer Katastrophentheorie (Kataklysmen-Theorie), verknüpft. Ausgehend von Daten von Penfield & Camargo (1981) konnten Hildebrand et al. (1991) den Einschlagort, eine Multiring-Impaktstruktur in der nördlichen Yucatán-Plattform, die Chicxulub-Impaktstruktur, nachweisen. Die weltweit exponierten Sedimentserien der ausgehenden Kreide bzw. des Kreide/Tertiär-Übergangs werden diesem Szenario zugeordnet. In zahlreichen Profilen werden weltweit Ejekta (Tektite, Tektitgläser und Spheruls) gefunden. Deren stratigraphische Position ist z.T. deutlich unterschiedlich. Dennoch werden diese sowie der Nachweis von Iridium und die zahlreichen Klimaphänomene, dem Chicxulub-Impaktereignis zugeschrieben. Im Gegensatz dazu wird heute immer mehr mit einem Wechselspiel von mehreren Ereignissen wie Vulkanismus, Klimaschwankungen (Courtilot et al., 1986; Keller et al., 1997; Keller, 2003; Nordt et al., 2003), Plattentektonik und übergeordneten Faktoren (Erdbahnparameter) argumentiert. Aber auch multiple Impakte (Nordsee, Russland) (Trieffer et al., 1998; Spray, 2002; Stewart & Allen, 2002; Underhill, 2004), die möglicherweise ein komplexes Szenario der K/T-Grenze darstellen, sind in Diskussion (Keller et al., 2003a, 2004a; Morgan et al., 2004). Insbesondere die im Gegensatz zu klassischen Profilen wie Stevns Klint, Gubbio und Caravaca bzw. dem Typusprofil El Kef (Tunesien) außergewöhnlich erscheinenden Profile Haitis, Guatemalas, Israels oder der Südstaaten der USA (Texas/Alabama) unterliegen andauernder Diskussion. Die Profile NE-Mexikos, in denen sich kalkig/mergelige Sedimente abrupt mit z.T. mächtigen siliziklastischen Sedimenten abwechseln, werden von einigen Autoren auf Suspensions- bzw. Trübestrome (Bohor & Betterton, 1993) oder einen Tsunami (Smit et al., 1992b, 1994) infolge des Impaktes zurückgeführt.

Die vorliegende Arbeit soll, neben hochaufgelösten sedimentgeochemischen Untersuchungen des obersten Maastricht an K/T-Übergangsprofilen NE-Mexikos, zu einem besseren Verständnis der Genese der Tektite und der Kreide/Tertiär-Problematik in NE-Mexiko führen. Hierzu wurden geochemischen Untersuchungen mittels Elektronenstrahlmikrosonde und hoch orts aufgelösten Synchrotronuntersuchungen (μ -SYXRF) an Mikrotektiten der Kreide/Tertiär-Übergangsprofile NE-Mexikos und ein Vergleich zu Bohrkernmaterial des Chicxulub-Kraters durchgeführt. Tektite, sog. Spherule (Mikrotektite), welche als Folge des Chicxulub-Impakts zur Ablagerung gekommen sind und insbesondere in NE-Mexiko z.T. in mehreren Lagen auftreten, wurden hierbei systematisch

untersucht. Ziel war es, durch die geochemischen Untersuchungen, die Herkunft und Entstehung dieser Tektite zu bestimmen und ferner eine Klassifizierung genetisch unterschiedlicher Ejekta durchzuführen. Hierzu wurde Material aus sieben Profilen NE-Mexikos mit Material der im Chicxulub-Krater abgeteuften Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6, Sacapuc-I und Yaxcopoil-I verglichen, um so den genetischen Zusammenhang klären zu können.

Der zentrale Teil der Arbeit beschäftigt sich somit mit der geochemischen Charakterisierung der Ejekta NE-Mexikos und soll im wesentlichen folgende Kernfragen beantworten:

- Lassen sich unterschiedliche Ejektatypen definieren ?
- Können diese Ejektatypen genetisch auf die Grundgebirgslithologie des Chicxulub-Impakt zurückgeführt werden ?
- Kann der Grad der Verwitterung der Ejekta bestimmt und quantifiziert werden ?
- Lassen sich Ejektafreifelder innerhalb der untersuchten Profile definieren ?
- Kann durch die chemostratigraphischen Untersuchungen eine Aussage über die Entstehung multipler Ejektalagen geleistet werden ?
- Läßt sich nachweisen, dass die multiplen Ejektalagen NE-Mexikos auf den Chicxulub-Impakt zurückzuführen sind ?
- Läßt sich, basierend auf den durchgeführten geochemischen Untersuchungen, eine organäre Spherullage ableiten ?

2. Stand der Forschung

2.1. Die Kreide/Tertiär-Grenze: Geochemische, mineralogische und biostratigraphische Merkmale

Die Kreide/Tertiär-grenznahen Sedimente können anhand folgender geochemischer, mineralogischer, lithologischer und biostratigraphischer Parameter charakterisiert werden:

- Es findet ein deutlicher lithologischer Wechsel, in der Regel von Karbonaten oder Mergeln hin zu einem tondominierten Horizont statt. An dessen Basis kann eine nur wenige mm mächtige Anreicherung von Eisenoxid (Red layer) auftreten. Die Mächtigkeit des Grenztons schwankt je nach Lokalität. In der Typuslokalität von El Kef (Keller et al., 1995; Remane et al., 1999) tritt dieser mit einer Mächtigkeit von etwa 53 cm auf. Andere Profile zeigen eine deutlich reduzierte Schichtmächtigkeiten von 2–6 cm (Caravaca) oder liegen, wie in NE-Mexiko, noch deutlich darunter (Stinnesbeck & Keller, 1996a, 1996b; Stüben et al., 2004).
- Ein Wechsel des fossilen Inhalts ist erkennbar. Tropische und subtropische kretazische Foraminiferen verschwinden rasch in den obersten Zentimetern des Maastricht. Erste tertiäre Arten wie *Parvularugoglobigerina eugubina* erscheinen direkt oberhalb der mit Eisenoxid angereicherten Schicht, weitere tertiäre Formen erscheinen erstmalig im Anschluss an diese (Keller, 1988; Keller et al., 1993, 1997).
- Ein deutlicher Anstieg des Gehalts an organischem Kohlenstoff (TOC), je nach Lokalität um einen Faktor 2–5 wird festgestellt.
- Eine positive Iridiumanomalie, befindet sich in der lithologisch differenzierten eisenoxidreichen Schicht (Red layer). Die Iridiumkonzentration kann stark variieren und zieht sich z.T. als sog. "tailing" noch deutlich in hangende Sedimente hinein (Robin et al., 1991; Sawlowicz, 1992; Kyte et al., 1996; Rocchia et al., 1996; Stüben et al., 2004). Während in der Typuslokalität El Kef eine Iridiumkonzentration von 40 ng/g gemessen wurde, ist diese z.B. in Gubbio mit 9 ng/g deutlich schwächer ausgeprägt (Alvarez et al., 1980; Ebihara & Miura, 1996).
- Ein deutlich erkennbarer Wechsel im Verhältnis der stabilen Isotope des Sauerstoffs und des Kohlenstoffs. Während dieser Trend hin zu negativen Werten des $\delta^{13}\text{C}$ generell bei den Sedimenten an der Kreide/Tertiär-Grenze zu beobachten ist (Keller et al., 2003a; Stüben et al., 2004), läßt sich an Feinfraktionen, i.d.R. Foraminiferenschalen planktischer Formen, ein Wechsel zu stark negativen Werten des $\delta^{13}\text{C}$ beobachten. Dieser wird von einigen Autoren mit einem starken Rückgang a) der Paläobioproduktivität (Keller et al., 1998) bzw. b) des kalkhaltigen Nannoplanktons korreliert (McCorkle et al., 1985; Lindinger, 1988; Zachos et al., 1989; Stott & Kennet, 1989; Hollander et al., 1993; D'Hondt et al., 1994, 1996,

1998; Charisi & Schmitz, 1998; Kaiho et al., 1999; Cluver & Rawson, 2000; Stüben et al., 2003).

- Nickelreiche Spinelle (Magnesioferrit, Trevorit), wie sie häufig in extraterrestrischem Material gefunden werden können (Meteoritenfragmente und Meteoritenschmelzen, welche in der Atmosphäre hohen Temperaturen und oxidierenden Bedingungen ausgesetzt waren), treten häufig in Assoziation mit den Grenztonen auf (Leroux et al., 1995; Robin et al., 1991; Zanda & Rotaru 2001).
- Kleine, im Grenzton fein verteilte Eisen- oder Eisen-/Titan-Partikel bzw. Magnetit-Spheruls sind das Resultat des globalen Impaktfallout (Worm & Banerjee, 1987; Griscom et al., 1999, 2003; Wdowiak et al., 2001; Verma et al., 2002; Morton-Bermea et al., 2003).

Als Typuslokalität (Global Standard Stratotype Section and Point, GSSP) wird heute das Profil El Kef (Tunesien) definiert (Cowie et al., 1989; Keller et al., 1995; Remane et al., 1999). Lithologisch kommt es dort zu einem Wechsel in der Sedimentation, von Karbonaten hin zu einer tondominierten Abfolge (Cowie et al., 1989; Remane et al., 1999). Europäische Profile der Lokalitäten Stevens Klint und Nye Kløv (Dänemark), Caravaca, Zumaya (Spanien) und Gubbio (Italien), welche als vermeintlich vollständig beschrieben werden, scheinen nur bedingt einen zeitlich gut aufgelösten K/T-Grenzübergang widerzuspiegeln und unterliegen andauernder Diskussion in Hinblick auf ihre zeitliche Auflösbarkeit. Für den Kreide/Tertiär-Übergang werden verschiedene charakteristische Merkmale definiert (Cowie et al., 1989; Keller et al., 1995; Remane et al., 1999). Die korrekte Definition der K/T-Grenze basiert jedoch in erster Linie auf biostratigraphischen Untersuchungen (Keller et al., 1995). Nur die biostratigraphisch hochaufgelöste Bearbeitung der K/T-Grenze (Perch-Nielsen, 1985; Keller, 1993; Keller et al., 1993; Keller et al., 1995; Berggren et al., 1995; Pardo et al., 1996; Keller et al., 1997, 2004a; Keller, 2001; Stinnesbeck et al., 2002) erlaubt die Bestimmung der absoluten Zeitdauer der Biozonen, also der Alterseinstufung der Sedimente, sofern diese ungestört sind (Huber, 1996). Sie ermöglichen im Gegensatz zu radiometrischen- (z.B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) und magnetostratigraphischen Methoden eine höhere Auflösung (Rey, 1991) und liegen somit unterhalb der Fehlergrenzen dieser radiometrischen Methoden infolge deren limitierender Faktoren (Rekristallisation, Isotopenfraktionierung, Alterationsprozesse und Remagnetisierung; Rey, 1991; Aubry, 1995). Das Auftreten des sog. Grenztons (red layer) wird oft mit dem K/T-Wechsel assoziiert (Cowie et al., 1989; Remane et al., 1999), gleichwohl sich dieser nicht in allen K/T-Übergangsprofilen beobachten lässt (Claeys et al., 2002). Im Typusprofil El Kef (GSSP) kommt es im K/T-Übergang zu einem abrupten lithologischen Wechsel von Kalksteinen hin zu einem 0.5 m mächtigen Intervall karbonatfreien Tonsteins (Remane et al., 1996). An dessen Basis befindet sich ein 2 mm mächtiger "red layer" mit erhöhtem Iridium-Gehalt, einer deutlichen Zunahme von Smektit sowie Hä-

matit- und Goethit-Spheruls (Lindinger, 1988; Cowie et al., 1989; Keller et al., 1995; Robin et al., 1996; Robin & Rocchia, 1998; Rocchia & Robin, 1998; Ortega-Huertas et al., 1998; Remane et al., 1999). Häufig tritt dieser Tonhorizont jedoch asynchron zur Ejekta bzw. impaktinduzierten Komponenten (Tektiten, geschockten Quarzen, etc.) (Zachos et al., 1989, 1992; Kaiho et al., 1999) auf. Grundsätzlich ist der Ejektaanteil innerhalb des Grenztons sehr gering oder fehlt gänzlich. Geschockte Minerale treten innerhalb des Grenztons nur sehr selten auf, mit Ausnahme von Profilen des Western Interior Seaway (Izett, 1990). Dass die o.g. Merkmale i.d.R. entkoppelt zum Grenzton auftreten, schränkt die genaue und somit fehlerfreie, isochrone Zuordnung verschiedener Faziesbereiche wie die des Tethysraumes (Caravaca), des Western Interior Seaway (Raton Basin), des Atlantiks (Zumaya) und der Golfregion (Beloc) deutlich ein und erlaubt somit keine Aussagen über die Sedimentakkumulationsrate, mögliche Verdünnungseffekte und fehlende Ablagerung (Hiaten) der grenznahen Sedimente. Darüber hinaus existieren in der Literatur zahlreiche Hinweise, dass mit Ausnahme der biostratigraphischen Charakteristika, die o.g. Merkmale in bestimmten Faziesbereichen nicht auftreten und somit nicht als tatsächliche Grenzmarker bzw. Ereignishorizonte genutzt werden können (Hansen et al., 1996; Dam et al., 1998; Morgan et al., 2004).

2.2. Position der K/T-Grenze

Gleichwohl die K/T-Grenze mittels Biostratigraphie genau festgelegt werden kann, sind die unterschiedlichen Beschreibungen der Kreide/Tertiär-Übergänge in Abhängigkeit von der jeweiligen Fazies signifikant (Cowie et al., 1989). Für Profile des Tethysraumes (Gubbio, Caravaca, Stevens Kløngt, Nye Kløv, El Kef; Abb. 1, B) ist ein 1–50 cm mächtiger Grenzton beschrieben. An dessen Basis tritt eine wenige mm mächtige Lage des "Impakt Fallout" mit Glasfragmenten, geschockten Mineralen und K-Feldspat-Spheruls auf, die das oberste Maastrichtium (CF1) von Sedimenten des Danium (P0/P1a) abtrennt (Montanari, 1991; Keller et al., 1995; Martínez-Ruiz et al., 1997; Kaiho et al., 1999; Ortega-Huertas et al., 2002). In den Profilen des Western Interior Seaway (z.B. Dogie Creek, Strakville, Teapot Dome; Abb. 1, A, B) hingegen ist der Grenzton differenzierter. Hier ist dieser deutlich durch einen kohleführenden Horizont separiert, auf den ein feinelaminierter Iridium-, Schockmineral- und Ni-Spinell führender Tonhorizont folgt. In diesem läßt sich ein Wechsel zu stark negativen Werten des $\delta^{13}\text{C}$ beobachten (Izett, 1990, 1991; Sharpton et al., 1990; Schmitz et al., 1992; Pollastro & Bohor, 1993; Bohor & Glass, 1995; Arens & Jahren, 2000, 2002; Beerling et al., 2001; Ortega-Huertas et al., 2002). Dieser sehr eigenständige Charakter wird, u.a. durch Pollastro & Bohor (1993), auf das Aufeinanderfolgen von initialer Ejekta und länger andauernden Prozessen der Differentiation (granulometrische Separation) der Chicxulub-Ejekta (i.w.S.), insbesondere des Iridiums (Pollastro & Bohor, 1993; Alvarez et al., 1995; Bohor & Glass, 1995) zurückgeführt. Diese Abfolge wurde durch palynologische Daten bestätigt (Lerbekmo et

al., 1999; Sweet et al., 1999; Sweet, 2001). Die grundsätzlich langsameren Akkumulationsraten der Kohle lassen jedoch vermuten, dass hier zwei getrennte Ereignislagen dokumentiert werden. Die Profile des Atlantik (ODP 171B, ODP 174A; Speed & Kroon, 2000; Martínez-Ruiz et al., 2001) sind durch einen 1–20 cm dicken Spherul-, Iridium- und Schockmineral führenden Tonhorizont charakterisiert. Hier grenzt eine in situ abgelagerte spherulreiche Schicht die Sedimente des Maastrichtium von denen des Danium (P0/P1a) ab (Olsson et al., 1997; 2002; Martínez-Ruiz et al., 1999, 2001). Für das ODP Leg 165 (Karibik) ist hingegen ein Hiatus zwischen Danium und Ober-Maastrichtium dokumentiert (Norris et al., 1999; Keller et al., 2003a). Der K/T-Übergang im pazifischen Raum (z.B. ODP leg 198; Bralower et al., 1998, 2002a, 2002b) zeigt in Bezug auf die Lithologie keine nennenswerten Unterschiede zu denen des Atlantiks. Hinsichtlich der biostratigraphischen Auflösung des K/T-Übergangs scheinen, im Gegensatz zu diesen, jene des Pazifik jedoch vollständiger erhalten zu sein (Kyte et al., 1996; Kyte & Vukobratovic, 2001; Bralower et al., 2002a, 2002b; Skelton, 2003).

2.3. Die Kreide/Tertiär-Grenzproblematik im Raum des Golf von Mexiko

Eine durch geophysikalische Messungen erkannte ringförmige Anomalie auf der nördlichen Yucatán-Halbinsel sowie aberrante Lithologien (Brekzien/Suevite) aus Bohrkernen, die während der Explorationstätigkeit der PEMEX Ende der 70er, Anfang der 80er Jahre abgeteuft wurden, sind durch Penfield & Camargo (1981) einem Impaktereignis als Ursprung zugeschrieben worden. Hildebrand et al. (1991) und Sharpton et al. (1992) ordneten diese Struktur aufgrund ihrer Ergebnisse dem bis dahin lediglich vermuteten Kreide/Tertiär-Impakt zu. Die stratigraphische Zuordnung des Impaktereignisses unterliegt jedoch andauernder Diskussion, da Diskrepanzen sowohl in älteren Bohrungen (Ward et al., 1995) als auch in der letztmalig abgeteuften Bohrung Yaxcopoil-I auftreten. In letzterer wurden Sedimente des Ober-Maastrichtium oberhalb des impakt-generierten Suevit gefunden (Stinnesbeck et al., 2004), was den Chicxulub-Impakt stratigraphisch nicht als K/T-Impakt zulässt (Keller et al., 2004a). Keller et al. (2003a, 2004a/b) konnten durch ihre Arbeiten eine zeitliche Lücke zwischen dem Chicxulub-Impaktereignis und der K/T-Grenze von 270.000 bis 300.000 Jahren, korrespondierend mit anderen Grenzmarkern, feststellen. Somit sind, bei vorausgesetzter ungestörter Sedimentation, beide Ereignisse, der Chicxulub-Impakt und das K/T-Grenzereignis (K/T-Impakt), voneinander entkoppelt (Keller et al., 2004b). Die u.a. durch Hildebrand et al. (1991) und Smit et al. (1992a) postulierten Auswirkungen eines Meteoriteneinschlags auf der Yucatán-Karbonatplattform in Form von Tsunami- und Erdbebenereignissen führten zu einem verstärkten Interesse an den Becken- und Schelfregionen des Golf von Mexiko. Die in der Folgezeit gefundenen Tektitgläser des Aufschlusses Beloc (Haiti) wurden als Ejekta des Chicxulub-Impakts beschrieben (Izett, 1991; Sigurdson et al., 1991a; Lyons & Officer, 1992). Die in Gesamt-NE-Mexiko auftretende

siliziklastische Einheit (Einheit 2) wurde durch Alvarez et al. (1992) und Smit et al. (1992b, 1994, 1996) als Flutwellenablagerung, durch Bohor & Betterton (1993) und Bohor (1994, 1996) hingegen als seismische Auswirkungen des Impaktes beschrieben. Die K/T-Grenze würde somit an der Basis dieser siliziklastischen Abfolge stehen. Stinnesbeck et al. (1993), Keller et al. (1994a, 1994b, 1997, 1998, 2003a), Keller & Stinnesbeck (1996a), Lopéz-Oliva (1996), Adatte et al. (1996), Stinnesbeck & Keller, (1996a) sowie Ekdale & Stinnesbeck (1998), konnten jedoch in ihren Arbeiten zahlreiche Indizien feststellen, die für einen längeren Sedimentationszeitraum der siliziklastische Einheit sprechen. Diese wurden als progradierende Sedimente infolge des Meeresspiegeltiefstandes abgelagert (Stinnesbeck et al., 1996). Somit handelt es sich bei diesen Siliziklastika weder um tsunami- noch seismisch-induzierten Sedimente.

2.4. Der Kreide/Tertiär-Übergang in NE-Mexiko

Der Kreide/Tertiär-Übergang (Sedimente des Ober-Maastricht bis Unter-Paläozän) in NE-Mexiko wurde erstmals durch Dumble (1915, 1916) in Ablagerungen des Arroyo Caballero auf der mexikanischen Seite des Rio Grande sowie im Raum um Ramones beschrieben. Jones (1925) führte lithostratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Norden Nuevo Leons und Tamaulipas durch und stellte stratigraphische Fehleinstufungen der als eozänen Alters beschriebenen Sedimente fest und reklassifizierte diese als Kreide/Tertiär-Übergang. Der K/T-Übergang im Profil El Mimbrial wurde durch Muir (1936) als Hiatus zwischen der Méndez- und der Velasco-Formation am Übergang zur siliziklastischen Einheit beschrieben. Dieser Übergang wurde in der Folgezeit u.a. durch Murray et al. (1960), Obregón de la Parra (1960) sowie Hay (1960) bearbeitet. Neuere Arbeiten, die sich mit dem Kreide/Tertiär-Übergang in NE-Mexiko beschäftigen, finden sich u.a. in Smit et al. (1992a, 1992b, 1994), Alvarez et al. (1992), Stinnesbeck et al. (1993, 1996, 2001), Bohor & Betterton (1993), Keller & Stinnesbeck (2002), Keller et al. (2002, 2003a, 2003b) sowie in Stüben et al. (2004). Im Untersuchungsgebiet befindet sich der Kreide/Tertiär-Übergang immer oberhalb der siliziklastischen Einheiten 2 und 3 in den Schichten der Velasco-Formation (Keller et al., 1994a, 1997; s. 3.1.). Die K/T-Grenze (eigentlicher Übergang vom Maasticht zum Paläozän) tritt hier jedoch, durch die o.g. Schichten deutlich getrennt von der ejektaführenden Lage der Einheit 1, auf (s. 3.1.). In den meisten Profilen tritt hier an der K/T-Grenze eine nur undeutliche, schwache Iridiumanomalie ≤ 1 ppm auf (Stüben et al., 2004).

2.5. Impaktereignisse an der K/T-Grenze

Im Allgemeinen wird das K/T-Grenzszenario, d.h. die Veränderung des Paläoenvirons, des Paläoklimas sowie das Massensterben der obermesozoischen Flora und Fauna, auf den Chicxulub-Impakt zurückgeführt (Raup & Sepkoski, 1982; Sepkoski, 1990, 1992, 1996; Hallam & Wignall, 1997; Skelton, 2003). Diese These beruht im Wesentli-

chen auf der Existenz einer Ir-Anomalie, assoziiert mit dem Auftreten von geschockten Mineralen, Spinellen, Ejekta (Spheruls), etc. in K/T-grenznahen Sedimenten (Montanari & Koeberl, 2002). Sie wird u.a. nach den Arbeiten von Penfield & Camargo (1981), Hildebrand et al. (1991), Pilkington & Grieve, (1992), Sharpton et al. (1993), Pope et al. (1993, 1994, 1996) und Hildebrand et al. (1995) als gemeingütig anerkannt. Andere Impaktstrukturen wurden ebenso auf ihre mögliche Verbindung zum K/T-Grenzereignis überprüft, wobei zwei Krater mittlerer Größe, die Manson-Struktur (Iowa; Kring, 1993) und der Kara-Krater (Russland; Nazarov et al., 1991), als Impaktstrukturen gleichen Alters in Frage kommen. Genauere Datierungen haben jedoch gezeigt, dass es sich bei beiden Strukturen mit 74 Ma (Izett et al., 1993) bzw. 70.3 Ma (Koeberl et al., 1990; Trieloff & Jessberger, 1992; Trieloff et al., 1998) um deutlich ältere Krater handelt. Neuere Untersuchungen haben darüber hinaus zwei weitere Krater, den Boltysch-Krater (Ukraine; Kelley & Gurov, 2002) und den Silverpit-Krater (Nordsee; Stewart & Allen, 2002, z.Z. in Diskussion, Underhill, 2004) als K/T-Impaktstrukturen nachgewiesen, wobei für den Boltysch-Krater ein Alter von 65.2 ± 0.6 Ma (Kelley & Gurov, 2002) bestimmt werden konnte. Nach Van Flandern (2003) können weltweit 13 Impakte (Beyenchime-Salaatin (Sibirien), Eagle Butte (Oregon, USA), Upheaval Dome (Utah, USA), Manson (Iowa, USA), Kara (West Sibirien), Kamensk (Sibirien), Gusev (West Russland nah der Ukraine), Unnamed (Pazifik), Chicxulub (Yucatán), Belize (Süd Yucatán), Haiti (Karibik), Alvaro Obregón (Nord Mexiko) und Silverpit (Nordsee)) als Kreide/Tertiär-grenznahe Impakte angesehen werden. Jüngste Arbeiten sprechen für ein differenziertes Szenario, welches ein graduelles Aussterbeereignis, vermutlich durch multiple Ereignisse gesteuert (Keller et al., 2003a, 2003b, 2004a), wahrscheinlicher machen als ein plötzliches Massensterben (Keller et al., 1993; Stinnesbeck et al., 1993; Stinnesbeck & Keller, 1996b; Hallam & Wignall, 1997; Ryder et al., 1996; Keller et al., 2003a, 2004a; Morgan et al., 2004). Diese Vermutung stützt sich auf die im wesentlichen durch Keller et al. (1993, 2001, 2003a, 2004a), Adatte et al. (1993, 1994, 2005) und Stinnesbeck et al. (1996, 2001) erzielten biostratigraphischen und mineralogischen Ergebnisse NE-Mexikos, Guatemalas, Haitis, Israels und Belizes sowie auf Ergebnisse aus dem Bohrkern Yaxcopoil-I (vgl. 4.3.). Hier konnte nachgewiesen werden, dass sowohl in den Aufschlüssen der K/T-grenznahen Sedimente sowie im Krater selbst (Yax-I), oberhalb der impaktinduzierten Gesteine (Spherullagen bzw. Suevit), Karbonate und Mergel abgelagert wurden, deren Foraminiferenvergesellschaftungen dem Oberen-Maastricht entsprechen (Keller et al., 2004b).

3. Geologischer Rahmen

3.1. Geologischer Rahmen und Paläoenvironment des Untersuchungsgebietes

Der Raum NE-Mexikos besteht im Wesentlichen aus zwei geologischen Großeinheiten, der Golfküstenregion im Osten sowie dem Orogengürtel der Sierra Madre Oriental im Westen (Weidie & Murray, 1967; Morán-Zenteno, 1994; Goldhammer & Johnson, 2001). Infolge rascher Kompression während der laramischen Orogenese bildeten sich parallel zum Aufhebungsgürtel der Sierra Madre Oriental NNE-SSW-streichende Vorlandbecken, das Tampico-Misantla-, Burgos-, Parras-, La Popa- und Sabinas-Becken aus (Weidie & Martinez, 1972; Weidie & Wolleben, 1972; Weidie et al., 1972; Emery & Uchupi, 1984; Bitter, 1993; Perez-Cruz, 1993; Morán-Zenteno, 1994; Bartolini et al., 2001a), welche mit mächtigen jurassischen und kretazischen Sedimentserien, im Wesentlichen Karbonaten, Mergeln und Tonen, verfüllt sind. Die während des Oberen-Maastricht und Unter-Paläozän in Nordost-Mexiko abgelagerten Sedimente, rhythmisch wechsellagernde Mergel und Tone sowie massive Sandsteine, repräsentieren offen- bis flachmarine Sedimentabfolgen mit stetem terrigenen Eintrag. Sie lassen sich für das Campan bis Maastricht der Méndez- und für das Paläozän der Velasco-Formation zuordnen (Stinnesbeck et al., 1993). Die siliziklastische Abfolge, welche in allen Profilen der K/T-Grenze NE-Mexikos ansteht, wird von Stinnesbeck et al. (1993) und Keller et al. (1994a) in drei lithologische Einheiten (Unit 1–3 = Einheit 1–3), unterteilt. Diese allgemeine lithologische Abfolge in Form von Méndez-Mergeln im Liegenden, gefolgt von den spherulhöflichen Lagen der Einheit 1, der siliziklastischen Abfolge der Einheit 2 und 3 (Maastricht) sowie der Velasco-Formation (P1a; Paläozän) im Hangenden (Keller et al., 1994a), in welcher sich die K/T-Grenze befindet, ist in allen Profilen einheitlich. Lediglich die Mächtigkeit der siliziklastischen Horizonte unterliegt je nach Lokalität starken Schwankungen (< 1 m – ≥ 10 m). In allen Profilen NE-Mexikos ist die K/T-Grenze deutlich durch die siliziklastische Abfolge der Einheit 2 und 3, 1–11 m von der ejektaführenden Lage der Einheit 1 getrennt (Stinnesbeck et al., 1993; Keller et al., 1994a, 2003a, 2004a; Stüben et al., 2004).

3.2. Mesozoische und känozoische Entwicklung des Golf von Mexiko und NE-Mexikos

Trias bis Jura: Mit der Drift der Pangäa in der ausgehenden Trias beginnt die geotektonische Entwicklung des Golf von Mexiko und des karibischen Raumes. Diese vollzieht sich in Form von ausgedehnten Gräben (Red Beds, fluviatile Ablagerungen), einhergehend mit intrusiven und extrusiven Prozessen bis in den Ober-Jura und anschließender Krustenbildung, infolge der Süddrift des Yucatánblockes (Morán-Zenteno, 1994). Diese führt zu einer progressiven Separation von Nordamerika und Afrika und ist mit dem Kimmeridge weitgehend abgeschlossen (Salvador & Green, 1980; Buffler et al., 1981; Emery & Uchupi, 1984). Mit dem Oxfordium setzt, infolge einer ersten stabil ab-

geschlossenen Phase der Krustenbildung, eine Periode anhaltender Sedimentation von umliegenden Orogenen ein, welche im obersten Jura infolge einer transgressiven Entwicklung durch Karbonatsedimentation abgelöst wird (Kirkland & Gerhardt, 1971). In NE-Mexiko beginnt die sedimentäre Abfolge mit den Rotsedimenten der La Joya-Formation des Callovium, die infolge der Taphrogenese in den Gräben zur Ablagerung gekommen sind. In weitgehend isolierten Becken bildet sich, durch periodische transgressive Zyklen ab dem Callovium bis in das mittlere Oxfordium, die Minas Viejas-Formation, die weitgehend aus Evaporiten und Kalken besteht (Morán-Zenteno, 1994). Im mittleren Oxfordium kommt es im Rahmen einer transgressiven Phase zur Einschaltung mikritischer Kalke der Zuloaga-Formation, die von Kalken sowie bituminösen Tonen und Siltsteinen der im Kimmeridgium abgelagerten La Casita-Formation, überlagert werden und der im Tithonium die siliziklastische Abfolgen der La Casita-Formation folgt (Morán-Zenteno, 1994).

Unter-Kreide: Die im Ober-Jura initiierte Subsidenz des Golf von Mexiko und der Karibik setzt sich bis in die Unter-Kreide fort. Während in den becken tieferen Bereichen mikritische Kalke abgelagert werden, kommt es in den Schelfbereichen zur Bildung von Karbonatplattformen und Riffgürteln, während der Übergangsbereich zum Hinterland aus überwiegend klastischen Sedimentabfolgen der jungen Orogene gebildet wird (McFarlan et al., 1991). Geotektonisch führt die voranschreitende Subsidenz, einhergehend mit der Süddrift des Yucatánblockes sowie der weiteren Öffnung des zentral atlantischen Ozeans, zu einer Verbindung mit dem Tethysraum. Die klastische Sedimentation der La Casita-Formation des obersten Jura setzt sich bis in das Barremium fort. Im Anschluss kommt es zur Ablagerung der bis in das Valendium reichenden Taraises-Formation mit Wechsellagerungen von klastischen und karbonatischen Sedimenten, die beckenwärts in die Tamaulipas Inferior-Formation, bestehend aus pelagischen Kalken, übergeht. Während des Hauterivium, Barremium und Aptium wird u.a. der Bereich NE-Mexikos von einer transgressiven Phase erfasst, deren Ablagerungen, im Wesentlichen Karbonate sowie Riffkalke, die der Cupido-Formation entsprechen, während sich die pelitische Karbonatsedimentation der Tamaulipas Inferior-Formation fortsetzt (Morán-Zenteno, 1994). Ab dem Ober-Aptium kommt es infolge einer transgressiven Phase zur Ablagerung von Tonen in den ehemals durch Riffe dominierten Faziesräumen, welche der La Pena-Formation entsprechen. Ein im Albium einsetzender regressiver Zyklus führt im Anschluß zur Ablagerung der aus Karbonaten und Riffen bestehenden Aurora-Formation. Die beckenwärts abgelagerten Karbonate werden als Tamaulipas Superior-Formation bezeichnet.

Ober-Kreide: In der Ober-Kreide sind die wesentlichen tektonischen Modifikationen des Golf von Mexiko abgeschlossen. Ober-Kretazische Ablagerungen werden infolge des ho-

hen Meeresspiegels beckenwärts durch Karbonate charakterisiert. Infolge der mit der laramischen Phase der alpidischen Gebirgsbildung stattfindenden Bildung der Sierra Madre Oriental, wurden Teile der Schelfregionen von Siliziklastika beeinflusst, so dass ein genereller klastischer Einfluß in Richtung Osten zu beobachten ist. Mit der Bildung der Orogene der Sierra Madre Oriental werden in der Ober-Kreide die letzten Verbindungen zum Pazifischen Ozean geschlossen (Bartolini et al., 2001b). Die im Cenomanium gebildete Cuesta del Cura-Formation wird im wesentlichen aus Karbonaten der Beckenfazies, die Indidura-Formation hingegen aus terrigen beeinflussten Karbonaten und Tonen gebildet (Sohl et al., 1991). Die dem Turonium entsprechende Agua Nueva-Formation wird von Karbonaten dominiert, während die folgende San Felipe-Formation aus feinlaminierten Kalken, Tonen und untergeordnet aus Sandsteinen besteht. Die vom Campanium bis in das Maastrichtium abgelagerte Méndez-Formation besteht aus grauen Mergeln und Tonen, welche lokal durch Asche- sowie Sandsteinlagen unterbrochen werden (Salvador, 1991, 1991a, 1991b). Die Difuntagruppe der Ober-Kreide, die bis in das untere Eozän reicht, wird durch deltalische Sedimente charakterisiert (Stinnesbeck et al., 1996). Dem Burgos-Becken, welches ostwärts durch eine Schwelle abgegrenzt wird (Tamaulipas Arch), kommt für die geologische Gliederung NE-Mexikos eine besondere Bedeutung zu. Für das Burgos-Becken nehmen Keller & Stinnesbeck (1996a, 1996b) eine Tiefe von 300 m bis 500 m, geringere Wassertiefen nordwärts, an.

Tertiär und Quartär: Neben der voranschreitenden Orogenese der Sierra Madre Oriental kommt es im Raum des Golf von Mexiko zu einer weiteren Phase und Modifikation der geotektonischen Großeinheiten. Basierend auf paläomagnetischen Daten konnte eine gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Drehung Nordmexikos relativ zu Nordamerika, entlang des "Texas Lineamentes", nachgewiesen werden (Urrutia-Fucugauchi, 1981a, 1981b; Emery & Uchupi, 1984). Die außergewöhnliche Anbindung des Cordillerengürtel zwischen Nevada und Nord-Chihuahua sowie die Dislokation des mesozoischen Batholithkomplexes Westmexikos und der Überschiebungsdecke der Sierra Madre Oriental, können so erklärt werden. Nach Gastil & Jensky (1973) handelt es sich im Wesentlichen um zwei Schubphasen entlang der Megascherzone des transmexikanischen Vulkangürtels während der Ober-Kreide sowie während des Tertiärs (Miozän/Pliozän). Die basale Einheit des Tertiärs in NE-Mexiko ist die aus Mergeln, Sand- und Siltsteinen bestehende Velasco-Formation, welche vom Danium bis zum Ypresium reicht, gefolgt von der Claiborne-Jackson und Vicksburg-Frio-Formation, welche vom Ober-Paläozän bis zum Oligozän reicht (López-Ramos, 1985; Galloway et al., 1991). Ab dem Miozän kommt es zu einem Rückgang der Gebirgsbildung der Sierra Madre Oriental und infolge epirogener Bewegungen zu N-S-streichenden Störungssystemen sowie zur Ablagerung der Fleming- und Goliad-Formationen (Galloway et al., 1991). Während des Oligozän und Miozän kam es zur Intrusion alkalibetonter Magmen, denen u.a. die Sierra de Tamaulipas und die

Sierra de San Carlos zuzurechnen sind (Kramar, 1993). Die während der regressiven Phase des Pliozän und Pleistozän abgelagerten siliziklastischen Abfolgen, in Form von Flussschottern und alluvialen Klastika, werden der Reynosa-Formation zugerechnet.

3.2.1. Méndez-Formation (Maastrichtium)

Die Begriff "Méndez" wurde erstmals durch Jeffrey (1910 in Degolyer, 1916) bzw. durch Degolyer (1916) in der heutigen Typuslokalität, später durch Dumble (1915, 1916), Huntley (1916), Belt (1925), Cushman (1926), Trager (1926), White (1928) und Tatum (1931) beschrieben und wurde in der Folgezeit durch Muir (1936) und Kellum (1937) verwendet. Detaillierte Arbeiten zur Lithologie, Stratigraphie und Paläontologie wurden u.a. durch Bolli (1957), Obregón de al Parra (1960), Pesagno (1969) durchgeführt. Mit der zunehmend aufkommenden Diskussion um die Auswirkungen des Chicxulub-Impakts, insbesondere in Hinblick auf die Genese der siliziklastischen Abfolge vieler Profile, wurden Arbeiten u.a. von Alvarez et al. (1992), Smit et al. (1992b, 1994, 1996), Stinnesbeck et al. (1993, 1996, 2001, 2002), López-Oliva (1996), Keller et al. (2001, 2002, 2003a, 2004a), Schulte (2003) und Stüben et al. (2004) durchgeführt. Die Biostratigraphie der Méndez-Formation wurde u.a. von López-Oliva (1996), Stinnesbeck et al. (1996) sowie Keller et al. (1997, 2003a, 2004a) untersucht. Adatte et al. (1996), der sich in seiner Arbeit mit der Mineralogie NE-mexikanischer Profile (El Peñon, La Lajilla und El Mulato) beschäftigt, konnte für die Méndez-Formation durchschnittliche Mineralgehalte von 48% Calcit, 15% Quarz, 30% Phyllosilikat, 7% Plagioklas bzw. für Tonminerale <1% Zeolith, 40% Chlorit, 35% Glimmer, 25% Illit-Smektit sowie 1% Chlorit-Smektit feststellen. Stüben et al. (2004), die in ihrer Arbeit geochemische Untersuchungen an Kreide/Tertiär-Profilen (La Sierrita (LDP1), Loma Cerca, El Peñon, El Mulato, La Lajilla, El Mimbrial) vornahmen, konnten, basierend auf Spurenelementdaten (EDX), in den meisten Profilen Schwankungen im terrigenen Eintrag nachweisen, welche auf wechselnde Liefergebiete oder eine Änderung des Paläoenvironment hindeuten können.

3.2.2. Ejektalagen des Méndez-Mergel

Innerhalb des Méndez-Mergels treten in verschiedenen Profilen, mehrere Meter unterhalb der spherulführenden Lage (Einheit 1), 1 bis 4 spherulhöfliche Horizonte mit einer Mächtigkeit von 5–30 cm auf (Keller et al., 2003a). In einigen Profilen konnten neben Spheruls wenig gerundete Mergelklasten in einer z.T. laminierten Matrix nachgewiesen werden. Die Genese dieser multiplen ejektaführenden Lagen ist unklar. Zum einen lassen sich diese Lagen in ein primäres Sedimentationsszenario eines Ejekta-Fallout im marinen Bereich zuordnen (Bitschene & Schmincke, 1991; Nakayama & Yoshikawa, 1997; Schulte, 2003). Jedoch ist eine Aufarbeitung aus Liegenden bzw. einer primären Ejektalage des Liegenden in Diskussion (Keller et al., 2003a, 2004a). Die Lamination und die unregelmäßige Verteilung sowie die deutlich zu erkennende Differenzierung der

Spheruls, deuten auf eine möglicherweise umgelagerte oder durch lokale Sedimentationsprozesse (Shanmugam, 1996; Schulte, 2003) generierte Sedimentfolge. Schulte (2003) geht für sein Untersuchungsgebiet von einer Genese infolge lokaler Masseumlagerungen (Slumping) bzw. lokalen tektonischen Prozessen ohne überregionalen Zusammenhang aus. Soria et al. (2001) hingegen schließt auf von impaktinduzierte Masseumlagerungen.

3.2.3. Einheit 1 (Spherule-rich Layer)

Die liegende Einheit (Einheit 1) der siliziklastischen Abfolge wurde als spherulreiche Schicht definiert (Keller et al., 1994). Sie folgt diskordant mit unebener, jedoch nicht erosiver Grenzfläche, der Méndez-Formation und grenzt sich ebenfalls diskordant zu den hangenden, massiven Sandsteinen der Einheit 2 ab. Die Mächtigkeit der Einheit 1 schwankt in den untersuchten Profilen zwischen 5–29 cm in Rancho Nuevo bzw. ~20 cm in Mesa Juan-Perez, bis ~1 m im Profil El Mimbral. Spheruls treten hier nur untergeordnet in frischem, überwiegend in stark verwittertem (Smektit-Spheruls) bzw. alteriertem Zustand auf. Echtes Glas bzw. Impaktgläser konnten als Glassplitter in allen untersuchten Profilen nachgewiesen werden (Smit et al., 1994; Bohor & Betterton, 1993). Die durchschnittliche Mineralzusammensetzung der Einheit 1 wurde von Adatte et al. (1993, 1996) auf 64% Kalzit, 10% Quarz, 20% Phyllosilikate, 6% Plagioklas bzw. für Tonminerale auf <1% Zeolith, 40% Chlorit, 19% Glimmer, 22% Illit-Smektit sowie 18% Chlorit-Smektit bestimmt. Die Größe der Spheruls variiert zwischen 0.5–1.2 mm. Ihre Morphologie reicht von rund, leicht abgeflacht oder elliptisch, birnen- oder tropfenförmig bis zu schlierenartig verdrückten Formen (vgl. 7.1.).

3.2.4. Einheit 2 (Massive Sandstone)

Die Einheit 2, die im gesamten Untersuchungsgebiet mit Mächtigkeiten bis zu 10 m in Erscheinung tritt, ist ein massiger, z.T. söhlig laminiertes und nur selten kreuzgeschichteter Sandstein. Nicht selten treten in diesen Sandsteinen entlang der Laminationsflächen inkohlte Pflanzenreste, assoziiert mit gröberen Siliziklastika, auf. Sehr vereinzelt treten im basalen Teil J-förmige, trunkierte, spherulgefüllte Grabbauten auf.

3.2.5. Einheit 3 (Interlayered Sand-Silt Beds)

Die Einheit 3 besteht aus Wechsellagen von Sand, Silt und Tonen, welche mit verschiedenen Sedimentmarken wie Flaserschichtung, Lamination, Kreuzschichtungen, Rippelmarken, Schrägschichtung, Gekrösestrukturen etc. (Keller et al., 1994a) versehen sein können. Die Einheit 3 wird von ein oder mehreren sandigen, schrägschichteten Kalksteinschichten überlagert, die als Leithorizonte ausgebildet sein können (Stinnesbeck et al., 1993). Im Profil El Peñon konnte darüber hinaus eine z.T. starke Bioturbation in Form von Grab- bzw. Wohnbauten von *Chondrites*, *Ophiomorpha* und *Thalassinoides*

ides beobachtet werden (Keller et al., 1994a; Ekdale & Stinnesbeck 1998), welche für die Interpretation der Auswirkungen des Impaktereignisses von entscheidender Bedeutung sind. Insbesondere dieses Profil bietet großflächig, in terrassiert abgestuften Sandsteinbänken, sowohl lateral als auch horizontal, Einblick in komplexe Ichnozöosen und somit deren zeitlich-räumliche Entwicklung. Der Sandstein der Einheit 3 wurde in einer Vielzahl von Publikationen (Smit et al., 1992b, 1994, 1996; Bohor, 1996; Smit, 1999; Alegret et al., 2001; Arz et al., 2001) als tsunamiinduzierter Sandstein, der als direkte Folge des Impakts interpretiert wird (Smit et al., 1996; Claeys et al., 2002), beschrieben bzw. als Teil einer Turbiditabfolge (Bohor & Betterton, 1993; Bohor in Keller et al., 1994a) gedeutet. Dieser Interpretation widerspricht jedoch die z.T. deutlich auftretende Bioturbation (Keller et al., 1994a; Ekdale & Stinnesbeck, 1998).

3.2.6. Velasco-Formation (Unteres-Tertiär)

Die Velasco-Formation, welche anfänglich der Méndez-Formation zugerechnet wurde, konnte durch Cushman & Trager (1924), basierend auf mikropaläontologischen Untersuchungen, als eigenständige Formation eingeteilt werden. Sie wurde in der Folge u.a. von Belt (1925) (hier als Tamesí-Formation beschrieben), Cushman (1926), Trager (1926), Böse & Cavins (1927), Tatum (1931), Muir (1936), Cushman (1947), Grimdale (1947), Salas (1949) und später durch Beckmann (1960) und Obregón de la Parra (1960) beschrieben. Ebenso wie bei der Méndez-Formation wurde im Rahmen neuerer Untersuchungen, basierend auf der zunehmenden Diskussion um die Auswirkungen des Chicxulub-Impakts, auch die Velasco-Formation intensiver u.a. durch Smit (1992a, 1994), López-Oliva (1996), Stinnesbeck et al. (1993, 2001), Keller et al. (2001, 2003a), Stüben et al. (2004), insbesondere in Hinblick auf den fossilen Inhalt sowie die Geochemie und Petrographie der grenznahen Sedimente und des Grenztons, untersucht. Smit et al. (1994) deutet die Genese der Velasco-Formation als sog. Seiche infolge der Tsunamiwelle. Die Velasco-Formation besteht im Arbeitsgebiet aus fein geschichteten, hellen, meist feinkörnigen, laminierten Mergeln. Entgegen Smit et al. (1994) wird die Velasco-Formation als normale marine Langzeitablagerung gedeutet (Stinnesbeck et al., 2002). Eine regionale Änderung der Lithologie des Velasco-Mergel, hin zu einem höheren siliziklastischen Anteil, wird in NE-Mexiko durch Lindenmaier (1999) beschrieben.

4. Lage des Untersuchungsgebietes und Material der bearbeiteten Profile und Bohrungen

4.1. Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in der Golfküstenregion im Nordosten Mexikos in den Bundesstaaten Nuevo Leon und Tamaulipas, im Vorland der Sierra Madre Oriental (Abb. 1 u. 2). Der nördlichste Aufschluss Rancho Nuevo befindet sich südöstlich

von Monterrey in der Nähe von General Teran, der südlichste, El Mimbral, im Bundesstaat Tamaulipas etwa 105 km südöstlich von Ciudad Victoria.

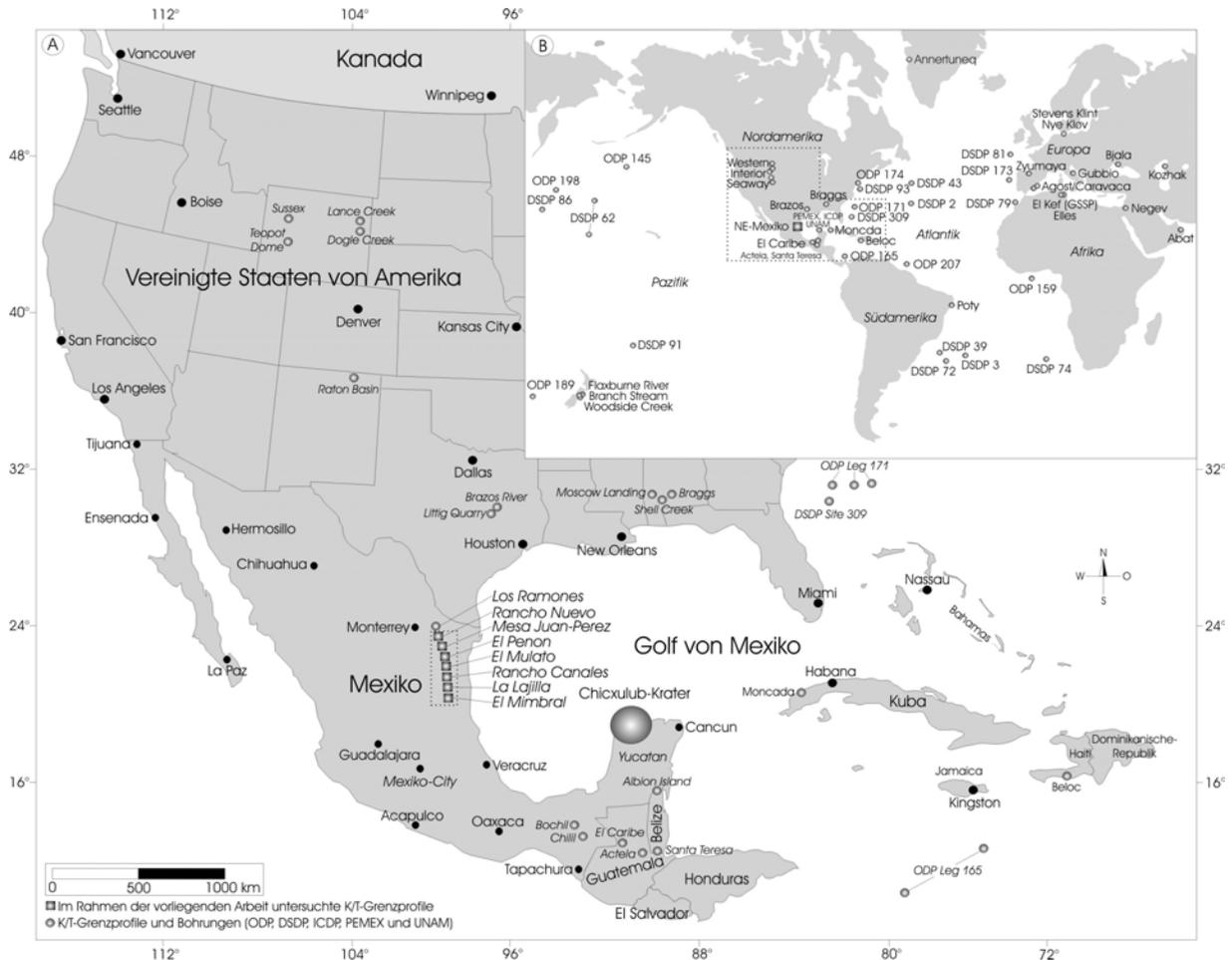


Abb. 1: A) Geographische Übersichtskarte der K/T-Übergangsprofile des Arbeitsgebietes (detailliert in Abb. 2), einiger Profile des Western Interior Seaway, der Südstaaten der USA, der Karibik, Lateinamerikas sowie einiger Offshore-Bohrungen im Atlanik. B) Weltweite Übersichtskarte einiger K/T-Übergangsprofile und Bohrungen.

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit hochaufgelöst bearbeiteten Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez (Nuevo Leon) wurden lithostratigraphisch aufgenommen und beprobt. Das Profil Rancho Nuevo ($25^{\circ}29'25''\text{N}$; $99^{\circ}33'57''\text{W}$) befindet sich etwa 52 km südöstlich vom Monterrey und kann über die Bundesstraße 40 erreicht werden. Etwa 4 km östlich von Los Ramones führt eine befestigte Straße Richtung Süden in die Ortschaft Rancho Nuevo. Das Profil befindet sich etwa 600 m SW flußaufwärts des Rio San Juan, direkt an dessen Böschungsufer. Das Profil Mesa Juan-Perez ($25^{\circ}13'45''\text{N}$; $99^{\circ}31'05''\text{W}$) liegt etwa 82 km südöstlich von Monterrey und etwa 5.5 km nordwestlich von La Sierrita. Von der Bundesstraße 35 Richtung General Terán kommend, führt eine unbefestigte Straße etwa 2 km östlich von El Huasteco Richtung Nord zur Rancho El Tecolote. Der Aufschluß Mesa Juan-Perez liegt etwa 250 m nordwestlich, direkt an einer Anhöhe.

4.2. Untersuchte Profile

Zur überregionalen Erfassung der Sedimentationsverhältnisse und zur Rekonstruktion der Eintragswege multipler Spherullagen wurden die Profile Rancho Nuevo und

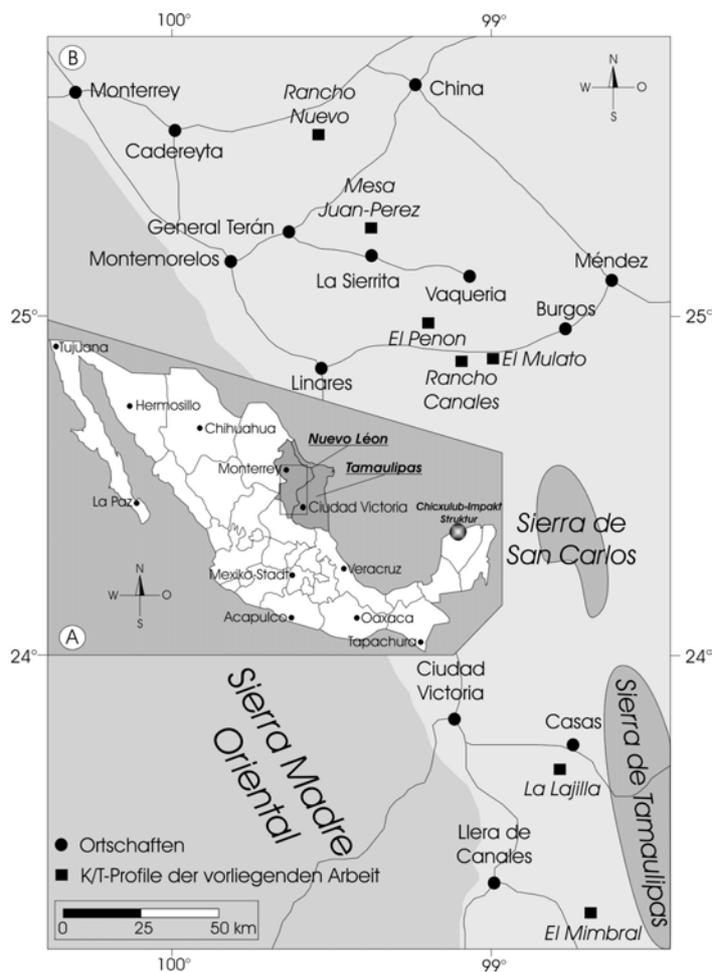
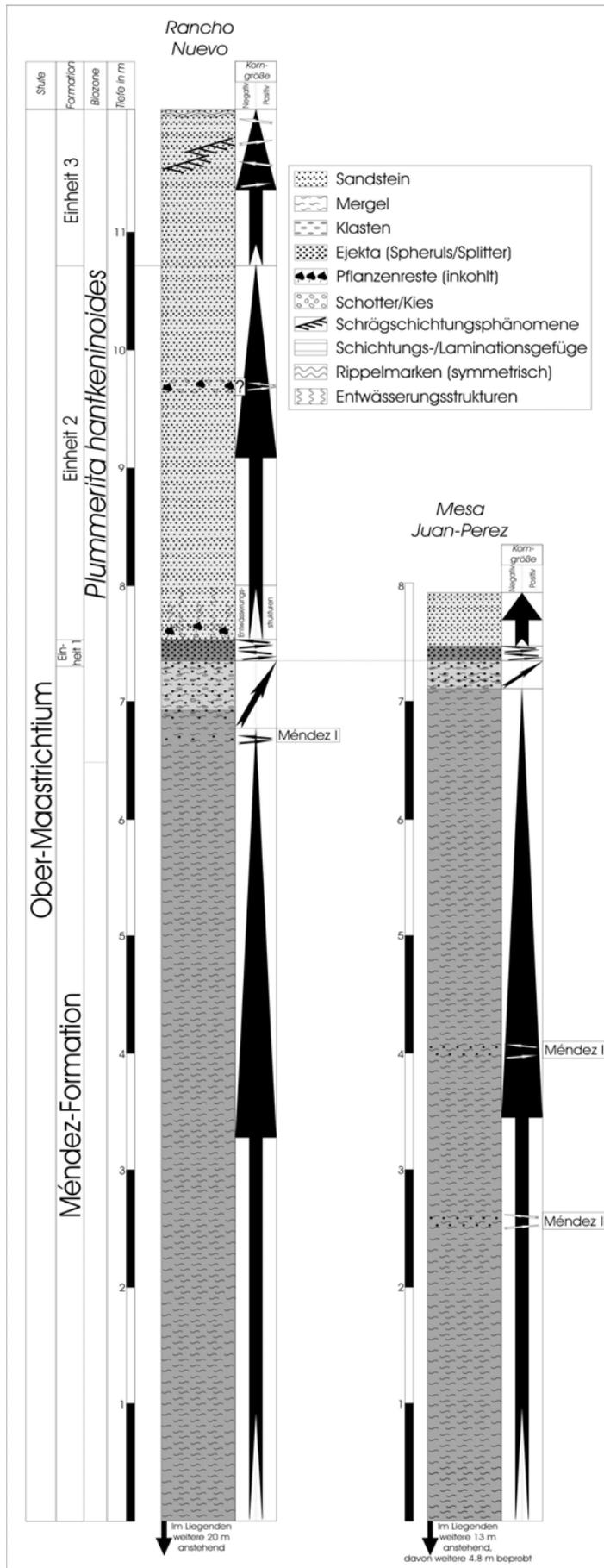


Abb. 2: Geographische Übersichtskarte A) Mexikos sowie B) des Arbeitsgebietes in NE-Mexiko und der bearbeiteten K/T-Übergangprofile.

Mesa Juan-Perez (Abb. 2) in engem Abstand beprobt und mit Literaturdaten der Profile La Sierrita, Loma Cerca, El Peñon, El Mulato, La Lajilla, El Mimbral, Coxquihui und Bochil verglichen (Keller et al., 1994a, Adatte et al., 1996; Stinnesbeck et al., 2001, 2002; Stüben et al., 2004). Eigene Probensätze aus den Spherullagen wurden neben den o.g. Profilen Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez auch aus den Profilen El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla sowie El Mimbral entnommen, um eine überregionale Korrelation, hier über eine Entfernung von ~ 270 km, der Ejekta-geochemie zu ermöglichen. Desweiteren wurde spherulhöffiges Material des Profils Beloc (Haiti) zum Vergleich untersucht.

Beprobung der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez

Sedimentgesteine (Mergel) der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez (Méndez-Mergel) wurden equidistant in Probenabständen von je 20 cm beprobt. Für das Profil Rancho Nuevo wurde dieser Abstand bis 6.60 m, für das Profil Mesa Juan-Perez (Abb. 3) bis 12.80 m unterhalb der Basis des Sandsteins (Einheit 2) durchgehend, eingehalten. Sedimentproben wurden aus freigelegtem, anstehenden Material entnommen.



Rancho Nuevo

Bei dem Profil Rancho Nuevo (RNM) handelt es sich um einen Profilschnitt an der Flanke des Flusses Rio San Juan mit einer erschlossenen Mächtigkeit von 26 m, wobei 19 m auf den Méndez-Mergel und 7 m auf die Einheit 1–3 entfallen. Der basale Teil des Profils (Abb. 3) besteht aus homogenen grauen Mergeln, in die sich etwa 8 m unterhalb der Basis der Einheit 1, rhythmisch mehrere 3–6 cm mächtige, helle Karbonatbänke einschalten. Oberhalb dieser Bänke folgen ebenso Mergel, jedoch feinscherbiger, welche sich in monotoner Abfolge bis zum Übergang zur Einheit 1 erstrecken. Etwa 60 cm unterhalb der Basis der Einheit 2 befindet sich eine sehr dünne Lage (Méndez I), in der dispers verteilt Ejekta-komponenten nachgewiesen werden konnten (vgl. 7.1.1.). Der Übergang der Mergel zur Einheit 1 erfolgt graduell mit allmählichem Farbwechsel von dunkelgrau nach beige. Der spherulführende Horizont erscheint massig mit einer in der Lateralen, über das Profil variierenden Mächtigkeit von 5–29 cm, mit undeutlich erkennbarer Schichtung bzw. Gradierung der Spheruls. In der Lateralen lassen sich in diesem Profil mindestens zwei 50–70 m breite und 3–8 m hohe siliziklastische Einheiten (Sandsteinrinnen) der Einheit 2

Abb. 3: Lithostratigraphische Profile für die Aufschlüsse Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez. Pfeile indizieren die Korngrößenverhältnisse.

und 3 beobachten, die im Hangenden erodiert sind. Im basalen Teil des Sandsteins konnten "flute-casts"-Marken mit einer Streichrichtung von NW-SE sowie an den Flanken Entwässerungsstrukturen beobachtet werden. An einigen wenigen Stellen konnten inkohlte Pflanzenreste und Kolkmarken auf Schichtflächen herabgerutschter Blöcke nachgewiesen werden. Proben wurden im Intervall von 20 cm oberhalb der durch Flusshochwasser beeinflussten Horizonte bis zur Basis des Sandsteins über insgesamt 6.60 m entnommen.

Mesa Juan-Perez

Bei dem Profil Mesa Juan-Perez (SPMJ) handelt es sich um einen Profilanschnitt an der SE-Flanke des gleichnamigen Höhenzugs der Mesa Juan-Perez mit einer erschlossenen Mächtigkeit von etwa 21 m, wobei nur etwa 1 m auf die Gesteine der Einheit 1 bzw. der Einheit 2 entfällt (Abb. 3). Der basale Teil des Profils besteht aus homogenen grauen Mergeln der Méndez-Formation, in denen sich etwa 3.3 m und 4.8 m unterhalb der Basis der Einheit 2 zwei spherulhöfliche Horizonte (Méndez I/II; Abb. 3) befinden. Der Übergang der Mergel zur Einheit 1 erfolgt graduell mit einem Farbwechsel von grau zu beige. Der Spherulhorizont der Einheit 1 tritt in diesem Profil massiv, mit jedoch z.T. deutlich zu erkennendem laminierten Gefüge, mit einer Mächtigkeit von etwa 20 cm auf. Dieser wird diskordant gefolgt von feinkörnigen Sedimenten der Einheit 2 mit etwa 80 cm Mächtigkeit, die im Hangenden erodiert sind.

Ejekta der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez

Der ejektaführende Horizont (Einheit 1) des Profils Rancho Nuevo wurde, wie auch der etwa 0.70 m unterhalb auftretende ejektaführende Bereich (Méndez I), beprobt (Abb. 3). Im Profil Mesa Juan-Perez wurde ebenso der ejektaführende Horizont der Einheit 1, sowie die 3.40 m und 4.90 m (Méndez I/II) unterhalb der Einheit 1 auftretenden Horizonte, beprobt (Abb. 3). Ferner wurde, zur Anfertigung von Anschliffen und Serienschliffen, je ein Handstück der Einheit 1 der o.g. Profile entnommen.

Ejekta der Profile El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla, El Mimbral und Beloc

Die Ejekta der Einheit 1 der Profile El Peñon, El Mulato, Rancho Canales und La Lajilla wurde aus freigelegtem, bergfrischen Material des Anstehenden beprobt. Je nach Mächtigkeit des Ejektahorizonts wurde dieser vertikal, in der Regel jeweils im oberen, mittleren und im basalen Teil des Horizonts sowie lateral, beprobt. Bei dem Ejekta material des Aufschlusses El Mimbral handelt es sich sowohl um Proben, die aus dem Zentralteil (MIM-I-V) als auch aus dem äußeren SW-Randbereich (Sp-I/Sp-II) des Profils, die aus der Einheit 1 stammen. Die im folgenden angewandte Probenbezeichnung ist in Tabelle 1 erläutert. Aufsteigende Probennummern indizieren jeweils eine Beprobung aus-

gehend vom basalen Teil der jeweiligen Einheit hin zum Hangenden (vgl. 7.1.1.). Bei den Proben PEN-OG I/II handelt es sich um Material einer der originären Ejektalagen NE-Mexikos (Keller et al., 2003a, 2004a/b), die in diesem Profil etwa 8 m unterhalb der Einheit 1 auftritt. Die Ejekta des Aufschlusses Beloc (Haiti) (Stinnesbeck et al., 2000; Keller et al., 2001; Stüben et al., 2002) wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit ausschließlich in Form von zur Verfügung gestellten Dünnschliffen bearbeitet und dient der vorliegenden Arbeit im Wesentlichen zu Vergleichszwecken unterschiedlicher K/T-Ejekta.

Tab. 1: Übersicht über die bearbeiteten Dünnschliffe (n=178) der Spherullagen, deren Nomenklatur und deren Beprobung. ¹⁾ nach Stüben et al. (2002), ²⁾ nach Keller et al. (2004a).

	Beprobungshorizonte und Probenbezeichnung	Anzahl der Ejektaführenden Lagen	Laterale Beprobung	Anzahl der untersuchten Schliffe	Hohlräume bzw. Hohlraumfüllungen Innerhalb der Ejekta
Rancho Nuevo	(Einheit 1) RNM-I	2	Ja	16	Ja
	(Méndez I) RNM-II		Nein	14	selten
Mesa Juan-Perez	(Einheit 1) SPMJ-I	min. 3	Ja	20	Ja
	(Méndez I) SPMJ-II		Ja	6	selten
	(Méndez II) SPMJ-III		Ja	6	selten
El Peñon	(Einheit 1) PEN-I,II,III,IV (Originäre Ejektalage) PEN-OG I,II	3 ²⁾	Ja	25	Ja
El Mulato	(Einheit 1) MULA-I	1	Ja	21	Ja
Rancho Canales	(Einheit 1) RC-I,II	1	Ja	22	Ja
La Lajilla	(Einheit 1) LJ-I,II,III	1	Ja	22	Ja
El Mimbral	(Einheit 1) MIM-I,II,III,IV,V,SpI,SpII	1	Ja	25	Ja
Beloc	MU1 ¹⁾ BEL-I	min. 3 ¹⁾	Nein	1	selten

4.3. Bearbeitete Proben der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6, Sacapuc-I und Yaxcopoil-I der Chicxulub-Impaktstruktur

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden sieben Proben der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6 und Sacapuc-I (Y6N13, Y6N14, Y6N16, Y6N17, Y6N19, Chix-I, SacIN18) sowie zwei Proben der Forschungsbohrung Yaxcopoil-I (Probe 968 und 395) petrographisch und mittels Elektronenstrahlmikrosonde geochemisch untersucht (vgl. 7.2.1., 7.2.2.). Die Bohrung Chicxulub-I (C-1) befindet sich etwa 25 km südlich, die Bohrung Sacapuc-I (S1) etwa 20 km südöstlich, die Bohrung Yucatán-6 (Y-6) etwa 45 km südwestlich und die Bohrung Yaxcopoil-I (Yax-I) etwa 60 km südwestlich des postulierten Kraterzentrums (Abb. 4). Die Bohrungen Yucatán-6, Chicxulub-I und Sacapuc-I (Abb. 4) erreichen Endteufen von >1600 m, in denen etwa 600 m impaktinduziertes Gestein mit etwa 300 m Impaktschmelze nachgewiesen werden konnten (Sharpton et al., 1996). Bei den vorliegenden Proben handelt es sich um fragmentfreie Impaktschmelzgesteine (Tagamit, 1379 m u. GOK) sowie klastitreiche Suevite (Y6N14, Sac-IN18; 1208-1211 m u. GOK) (Kettrup, 2002). Bei der Bohrung Yaxcopoil-I handelt es sich um die sechzehnte Bohrung, die im Rahmen von Forschungs- und Explora-

tionsbohrungen, innerhalb der südlichen inneren Kraterflanke der Chicxulub-Multiring-Impaktstruktur (Abb. 4) bis in eine Tiefe von 1511 m abgeteuft wurde. Hierbei wurde zwischen 404–1511 m ein weitgehend kompletter Bohrkern geborgen. Bei den vorliegenden Proben handelt es sich zum einen (968; 779.34–779.36 m u. GOK) um Material tertiärer Gesteine (Bims) sowie zum anderen um (893.27–893.29 m u. GOK) ein Ganggestein (395; Schmelzgang; Impakt-Pseudotachylit).

Lithostratigraphie der Bohrung Yaxcopoil-I

Generell läßt sich der Bohrkern Yaxcopoil-I in drei Abschnitte unterteilen: (1) die Präimpaktsequenz, (2) die Impakt- sowie (3) die Postimpaktsequenz. Die Gesteine der Präimpaktsequenz (1510.97–894.94 m) bestehen aus Kalken, Dolomit und Anhydrit mit lokal auftretenden hohen Kerogengehalten niedrigen Reifegrads (Totöl).

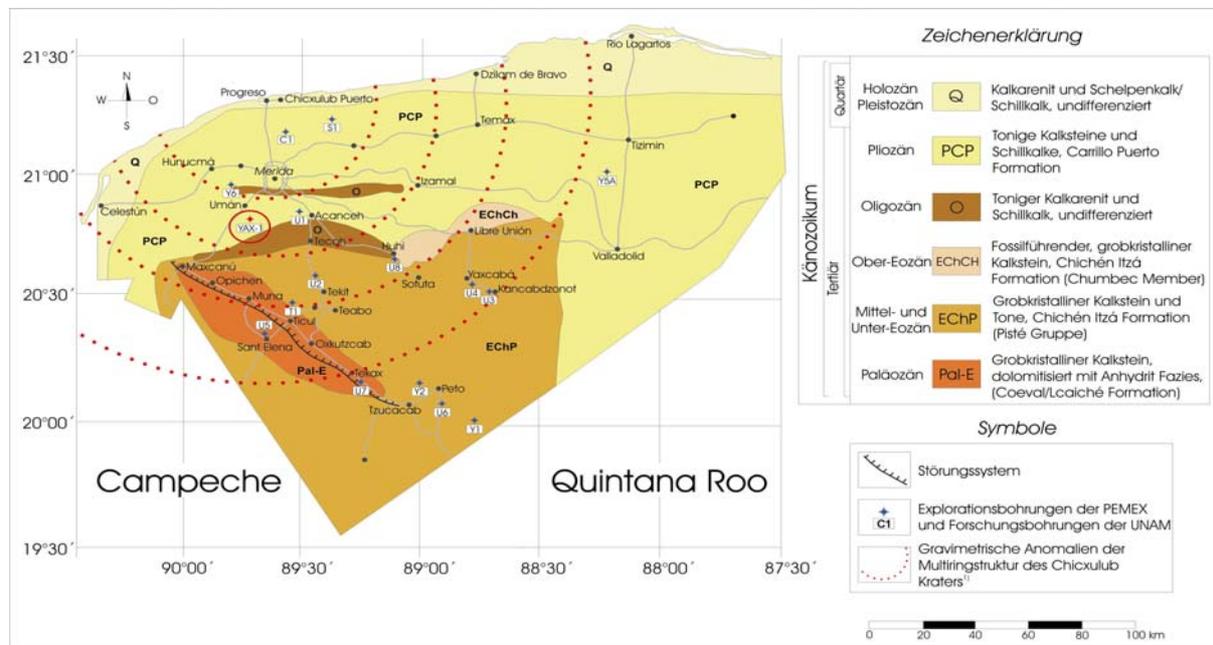


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte des Bundesstaates Yucatán mit den Forschungs- und Explorationsbohrungen im Bereich des Chicxulub-Kraters. Nach Rebolledo-Vieyra et al. (2000), umgezeichnet und geändert. Bohrung YAX-I ist rot markiert. ¹⁾Nach Sharpton et al. (1993), umgezeichnet.

Die Gesteine der Impakt-Sequenz (894.94–794.63 m) bestehen aus zumeist unsortierten, chaotisch angeordneten Suevitablagerungen mit Grund- und Deckgebirgsfragmenten. Nur im oberen Teil dieser Brekzie (809–794.63 m) ist eine deutliche Aufarbeitung sowie "fining-upward"-Zyklen zu erkennen. Der Übergang zum Hangenden erfolgt rasch, jedoch graduell ohne erkennbaren Hiatus. Die Postimpaktsequenz (794.63–404.01 m) besteht aus Kalken, die z.T. eine Feinlamination zeigen. Etwa 50 cm oberhalb der Impaktbrekzie befindet sich der K/T-Übergang (794.11 m; Keller et al., 2004a). Nach Stinnesbeck et al. (2004) läßt sich der Bohrkern nach lithofaziellen und biostratigraphischen Gesichtspunkten in 10 Einheiten unterteilen. Abhandlungen zur Lithologie, Lithostratigraphie

tigraphie und Geochemie der Gesteine des Bohrkerns Yaxcopoil-I sind in einem Sonderband des ICDP (Meteoritics & Planetary Science 39, Nr. 7) zusammengefaßt. Eine detaillierte sedimentologische Ansprache des Bohrkerns Yaxcopoil-I findet sich in Stinnesbeck et al. (2004).

5. Ejektaentstehung, Modifikation und deren Distribution

5.1. Kraterbildung und Ejekta-Modifikation

Die komplexen Stadien der Kraterbildung und seiner Modifikation können in vier ineinander übergreifende Hauptphasen, das I. Kontakt-, II. Kompressions-, III. Exkavations- und IV. Modifikationsstadium (Gault, 1968; Melosh, 1989) unterteilt werden. Modifikationen und Phasenumwandlungen des Targetgesteins im Bereich der Impaktlokalität finden ausschließlich während des Kompressionsstadiums statt. Die Kratermorphologie selbst wird hingegen während des Exkavations- bzw. während des Postimpakt-Modifikationsstadiums bestimmt. Im Kontaktstadium dringt das Projektil etwa bis zur zweifachen Tiefe seines Durchmessers in das Targetgestein ein und wird hier gestoppt, was zur Umwandlung der kinetischen Energie in Wärme führt. Während des Kontaktstadiums kommt es, für Impakte charakteristisch, zur Bildung einer Überschallschockwelle (etwa $2/3$ der Impaktgeschwindigkeit), welche sich durch das Targetmaterial fortpflanzt und hier zu Phasenumwandlungen des Mineralbestandes führt. Der dabei entstehende Kompressionsdruck überschreitet die materialbedingten Eigenschaften und führt somit zu irreversiblen Schäden. Diese maximale Beanspruchung wird als elastisches Hugoniot-Limit (HEL) bezeichnet und beschreibt die maximale Beanspruchung von Material, das nicht dauerhafter Deformation ausgesetzt ist (Boslough et al., 1986; Melosh, 1989). Das normale HEL für Minerale und Gesteine liegt bei etwa 5–10 GPa (Dolomit 0.3, GPa Granit 3 GPa, Granodiorit 4.5 GPa). Nach der Ausbreitung der Schockwelle kommt es zur Entladung des aufgebauten Hochdrucks in Form einer Refraktionswelle, die der Schockwelle (Abb. 5, A) folgt und durch ihre erhöhte Geschwindigkeit diese überholt. Dies führt zu einer Abnahme des Drucks mit zunehmender Entfernung vom Kontaktpunkt. Diese enorm hohen Drücke und deren mitgeführte Energie haben sowohl die Aufschmelzung und Vaporisation großer Mengen des Targetgesteines als auch des Projektils selbst zur Folge (Abb. 5, B) (Melosh, 1989).

I. Kontaktstadium: Der Meteorit trifft mit kosmischer Geschwindigkeit (12–72 km/s) auf die äußere Hülle der Erde, durchschlägt die Atmosphäre und trifft nahezu ungebremst auf die Erdoberfläche. Noch bevor der Meteorit auf die Erdoberfläche prallt, können, bedingt durch heiße, komprimierte Luft, durch partielle Aufschmelzung der Targetgesteine erste Impaktprodukte (Tektite) entstehen (Deutsch & Masaitis, 1999) (Abb. 5, B). Anschließend dringt das Projektil in das Targetgestein ein, wobei sich die Geschwin-

digkeit des Projektils verringert und große Mengen Dampf und Schmelze mit hoher Geschwindigkeit frei werden.

II. Kompressionsstadium: Das tiefer eindringende Projektil führt zu einer zunehmenden Verdampfung und Erhitzung des oberen Targetgesteins. Durch das eindringende Projektil bildet sich eine Schockfront, welche sich in das Targetgestein, eine weitere in das Projektil selbst, ausbreitet (Melosh, 1989). Wenn diese Schockfront den äußeren Teil des Projektils erreicht hat, bildet sich hier eine Interferenzzone zwischen der Schockfront und der Entlastungswelle (Refraktionswelle) aus. Dies führt zur Entladung des Hochdrucks im Projektil selbst und zum Absplittern der oberen Gesteinsdecke, dem sog. Spall, der sich z.T. in relativ großer Entfernung zum Einschlagort wiederfindet (Reuter-sche Blöcke). Das Freiwerden der enormen Drücke und Temperaturen bedingt das Aufschmelzen von Projektil und Targetgestein und führt zu dessen Vaporisation (French, 1998) bei Temperaturen von 10000 K (9726 °C) und Drücken $\geq 10^3$ GPa ($\geq 100.000.000$ t) (Stöffler, 1971).

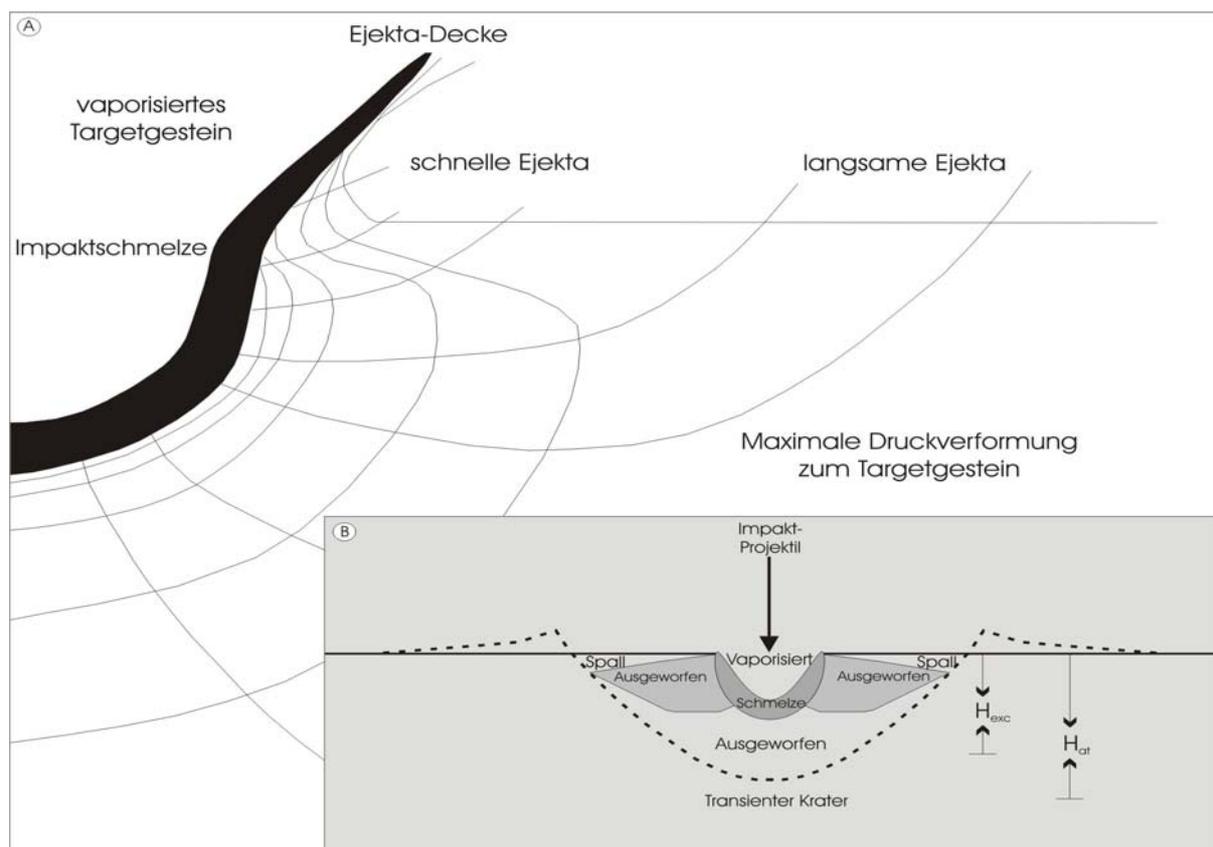


Abb. 5: Schematischer Schnitt durch einen Impaktkrater: A) Geometrie der Schockwellenausbreitung in alle Richtungen des Targetgesteins. Kraternähe Ejekta wird mit hoher, kraterferne Ejekta mit niedriger Geschwindigkeit ballistisch transportiert. B) Schematische Übersicht der potentiellen Verteilung des ausgeworfenen Targetgesteins. H_{exc} : Maximale Tiefe des ausgeworfenen Gesteins. H_{at} : Tiefe des transienten Kraters. Nach Melosh (1989), umgezeichnet.

In diesem frühen Stadium, welches vollständig abgeschlossen ist, noch bevor das Projektil selbst komplett eingeschlagen ist, kommt es zum Auftreten von Hochgeschwindigkeits-Ejekta (sog. Jets), die mit höherer Geschwindigkeit als der des Projektils selbst beschleunigt werden (Melosh, 1989). Das Kontakt- bzw. Kompressionsstadium endet mit der vollständigen Entladung der kinetischen Energie des Projektils in das Targetgestein.

III. Exkavationsstadium: Nach dem Durchgang der Schockwelle durch das Targetgestein wird das Kratergestein radial zum Rand des transienten Kraters bewegt und führt im Zentralteil zu einer erhöhten Kompression des Gesteins. Die darauf folgende Entlastung bewirkt eine Ausdehnung nach oben und bedingt so die starke Zerrüttung des Grundgebirges, die bis zu mehrere hundert Meter Tiefe erreichen kann. Durch die sich radial nach außen fortsetzende Stossfront und die sich von der Oberfläche nach unten fortsetzende Entlastungsfront wird eine aufwärts gerichtete Exkavationsströmung erzeugt, welche am Kraterand zum Auswurf von Trümmern (Bunte Brekzie; z.T. alterierte Gesteine) sowie des "Ejecta-Curtain" bzw. der proximalen Ejekta führt (Melosh, 1989) (Abb. 5, A). Der oberste Teil dieser Zone vermischt sich durch die Rückfederung während der Druckentlastung mit geschmolzenem Material sowie Wasser- und Gesteinsdämpfen und wird als Suevit nach oben ausgeworfen.

IV. Modifikationsstadium: Die während des Exkavationsstadiums primär aufgebauten Drücke sind weitgehend abgebaut (French, 1998), die hinausgeschleuderte Suevit-Säule kollabiert und kommt im Krater selbst, aber auch in der weiteren Umgebung (Ausfall-Brekzie), zur Ablagerung. Abgelagerte Impaktsedimente der Kraterumgebung werden gravitativ eingetragen und normale geologische Prozesse (Isostasie, Erosion, Sedimentation) setzen ein (French, 1998).

5.2. Distale Ejekta, Tektite und Impaktgläser

Im Zusammenhang mit Impaktereignissen sind Tektite von großer Bedeutung. Insbesondere Mikrotektite dienen sowohl als gut definierbare stratigraphische Leithorizonte für die überregionale, bedingt isochrone Korrelation (Zhou & Shackleton, 1999) als auch für die radiometrische Altersdatierungen (Koeberl et al., 1997a, 1997b). Sie können Aufschluss geben über die räumliche Verbreitung, Zusammensetzung und Targetgestein-Geochemie (Grundgebirgsgeochemie) sowie den Flugbahnverlauf der Projektile und die P/T-Bedingungen während des Impakts (Melosh, 1989; Engelhardt, 1997; Heinen, 1997; Pierazzo & Melosh, 1999; Kettrup & Deutsch, 2000; Kettrup, 2002; McCall, 2001; Montanari & Koeberl, 2002). Dies eröffnet regional wie überregional die Möglichkeit zur Rekonstruktion der Abläufe eines solchen Ereignisses (Covey et al., 1994; Ivanov et al., 1996; Pope et al., 1997; Heinen, 1997; Toon et al., 1997; Pierazzo et al., 1998; Gupta et al., 2001; McCall, 2001). Ferner können impaktklastitreiche Horizonte

als lithologische Leithorizonte benutzt werden, die über Ablagerung, Umlagerung und Verteilung Aufschluss geben können (McHugh et al., 1998; Tsikalas et al., 1998; Smit, 1999; Ormö & Lindström, 2000; Sturkell et al., 2000; Schulte, 2003).

5.2.1. Genese distaler und proximaler Ejekta

Während der beginnenden Kratermodifikation am Ende des Exkavationsstadiums (vgl. 5.1.) setzt sich etwa 90 % der gesamten Ejektamasse relativ nahe zum Ausgangskrater in weniger als dem 5-fachen des Kraterradius nach $R_b = (v_e^2/g)\sin(2\Phi)$ als proximale Ejekta ab (Montanari & Koeberl, 2002). Die distale Ejekta bewegt sich ballistisch innerhalb der Atmosphäre mit einem flachen Winkel von nicht mehr als 45° (Oberbeck, 1975), bewegt sich radial vom Kraterzentrum als "base surge" weg oder verlässt die Atmosphäre. Die Gesamtmasse der Ejekta, als auch deren Partikelgröße, nimmt mit zunehmender Entfernung vom Kraterzentrum hin ab.

5.2.2. Definition und Charakteristika der Ejekta

Definitionsgemäß werden Tektite (Subgruppe der glasigen Auswurfmassen, s.g. Ejekta) generell als impaktinduzierte, natürliche Gläser bezeichnet (Izett, 1991; Claeys et al., 1992; Smit et al., 1992a, 1992b; Montanari & Koeberl, 2002; Simonson & Glass, 2004). Da ein signifikanter Unterschied, insbesondere im Hinblick auf die Nutzung der Tektite als stratigraphische Leithorizonte und die geographischen Verbreitung von Tektiten und Impaktgläsern besteht, sind weitere Unterteilungen notwendig. Genau wie Tektite sind Impaktgläser durch ein Impaktereignis entstanden, stellen jedoch eine Subgruppe der Impaktejekta dar (Koeberl, 1994; Heinen 1997). Bezüglich der unterschiedlichen Verbreitung von Impaktgläsern und Tektiten (z.B. Spheruls) werden letztere als distale Ejekta, im Gegensatz zur proximalen Ejekta (u.a. Impaktgläsern), welche direkt am Ausgangskrater zu finden sind, bezeichnet. Die distale Ejekta findet sich somit in deutlicher Entfernung vom Ausgangskrater (> 5 -fach des Kraterradius) (Melosh, 1989). Darüber hinaus lassen sich Tektite nach Montanari & Koeberl (2002) wie folgt definieren:

- Echtes Glas, amorph
- Homogene glasige Schmelze, keine Agglomerate von neugebildeten Einzelmineralen
- Hoher Anteil an Lechatelierit als Reliktmineral (Mineralhochdruckphasen können vorhanden sein)
- Vorkommen mit überregionaler Verbreitung in mehreren Streufeldern
- Vorkommen außerhalb des Ausgangskraters (distal) oder innerhalb der typischen kraternahen Impaktlithologien (Suevite, Impaktbrekzien)
- Sehr niedrige Wassergehalte (0.002–0.02 Gew.%), ausgenommen einiger Mikrotektite

- Niedrige Gehalte extraterrestrischer Komponenten

Chao (1963) definiert Tektite aus petrographischer Sicht als Objekte, die 1) Fließstrukturen in Form von alternierenden, parallelen Bändern und Schlierenstrukturen differenzierter Zusammensetzung enthalten, 2) generell durch silikatische Komponenten und 3) durch das Nichtvorhandensein von mikrolithischen Strukturen gekennzeichnet sind. Mikrotektite stellen eine Unterart der Tektite dar, die definitionsgemäß eine Größe < 1 mm besitzen (McCall, 2001; Montanari & Koeberl 2002). Die chemische Zusammensetzung von Tektiten zeigt, in Hinblick auf ähnliches Material magmatogenen Ursprungs, deutliche Unterschiede. Zum einen ist der Wassergehalt deutlich geringer (0.002–0.02 Gew.%) (Koeberl, 1992; Vishnevsky, 1996; Wondraczek et al., 2003) zum anderen zeigt die Hauptelementzusammensetzung deutliche Unterschiede in den Verhältnissen einiger Elemente, im Gegensatz zu magmatogenen Differentiaten (Chao, 1963; Heinen, 1997; McCall, 2001). Die Alkaligehalte sind bei Tektitmaterial infolge thermischer Differentiation deutlich niedriger als bei magmatogenen Gesteinen gleichen SiO_2 -Gehalts, ebenso der K_2O -Gehalt, der häufig deutlich höher ist als der Gehalt an Na_2O . Darüber hinaus kann das Verhältnis von $(\text{FeO}+\text{MgO})/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ genutzt werden, um Tektitgläser von magmatogenen Gläsern zu unterscheiden (McCall, 2001). Die chemische Zusammensetzung von Tektiten ähnelt für einige Elemente der terrestrischer bzw. magmatischer Gläsern (Obsidian) und entspricht im petrologischen Sinne einer rhyolithischen Zusammensetzung (Heide, 1989). Charakterisiert werden Tektitgläser durch hohe SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte (peraluminös) (Heide, 1989; Hrabanek & von Platen, 1996; Izokh, 1996; Lange, 1996; Heide et al., 2001; Heide et al., 2003). Ferner zählt der niedrige H_2O - bzw. Gasgehalt, als Folge der thermischen Bedingungen während der Genese, zu den Hauptunterscheidungsmerkmalen gegenüber terrestrischen Gläsern (Stelzner & Heide, 1996; Heide et al., 1997). Neben dem Hauptelementchemismus von Tektitgläsern werden Spurenelementgehalte zur Rekonstruktion von geographisch separierten Streufeldern genutzt (McCall, 2001). Die Chemie der Seltenerdelemente (REE) dient der Rekonstruktion des Liefergebietes im Hinblick auf den Ausgangskrater (Koeberl, 1990).

5.2.3. Klassifikation der Ejekta der K/T-Grenze

Während die Spheruls als ballistische Projektile der initialen Ejekta der Impaktschmelze beschrieben werden (Smit et al., 1992a; Pollastro & Bohor, 1993; Heinen, 1997; McCall, 2001; Montanari & Koeberl, 2002; vgl. 5.1.), werden mikrokristalline Spheruls als Kondensationsmaterial vaporisierter Targetgesteine und Meteoritenmaterials der expandierenden (Suevit-) Eruptionssäule beschrieben (Pollastro & Bohor, 1993; Alvarez et al., 1995; Montanari & Koeberl, 2002; Kring & Durda, 2002). Letztere treten häufig zusammen mit iridiumreichen Ablagerungen gleicher Genese auf (Alvarez et al.,

1995; Kring & Durda, 2002). Somit lassen sich generell zwei Ejektatypen der K/T-Grenze unterscheiden:

- a) Typ-I: Spheruls (häufig Mikrotektite) bestehend aus Glas, welches zu Tonmineralen oder deren Übergangsphasen (teil-)alteriert ist. In der Regel tritt dieser Typ in mm- bis cm-Größe und häufig mit primärem- oder sekundärem karbonatverfüllten Hohlräumen auf (Simonson & Glass, 2004).
- b) Typ-II: sog. mikrokristalline Spheruls soliden Materials (eng. "Microkrystites"), bestehend aus K-Feldspäten, Eisenoxiden oder Smektit, mit möglichen Verunreinigungen durch meteoritisches Material (Glass & Burns, 1988; Montanari, 1991; Smit et al., 1992a; Bohor & Glass, 1995; Vonhof et al., 1995; Martínez-Ruiz et al., 1997; Vonhof & Smit, 1999; McCall, 2001; Claeys et al., 2002; Simonson & Glass, 2004).

Bei dem im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Material handelt es sich bei den Spheruls der Profile NE-Mexikos überwiegend ($\geq 97\%$) um Typ I-Spheruls, welche definitionsgemäß als "Glas-Fallout" oder "Mikrotektite" des "Impakt-Ejektacurtain" gedeutet werden. Diese sind weitgehend alteriert (i.d.R. Chlorit-Smektit) (Sigurdson et al., 1991a; Izett, 1991; Premo et al., 1995; Bohor & Glass 1995; Claeys et al., 2002; Martinez-Ruiz et al., 2002; Schulte, 2003; Simonson & Glass, 2004). Im Gegensatz hierzu stehen die sog. Typ II-Spheruls, welche als solide Phase z.B. eingearbeitete Klaster/Minerale mit Anreicherungen von Ni- und Cr-Spinell, K-Feldspat, Fe-Oxid besitzen und als Kondensate der vaporisierten Targetgesteine gedeutet werden (Smit & Klaver, 1981; Doehne & Margolis, 1990; Montanari, 1991; Bohor & Glass, 1995; Martinez-Ruiz et al., 1997; Ortega-Huertas et al., 1998; Bauluz et al., 2000; Wdowiak et al., 2001; McCall 2001; Claeys et al., 2002; Schulte, 2003).

5.3. Verbreitung der K/T-Ejekta

Mikrotektite finden weite Verbreitung in vielen K/T-Übergangsprofilen (Ryder et al., 1996; Heinen, 1997; Smit, 1999; McCall, 2001; Montanari & Koeberl, 2002; Claeys et al., 2002; Schulte, 2003) und werden als Ejektamaterial, sog. Impaktklastite (Impactoclastic layers; Montanari & Koeberl, 2002), des Chicxulub-Impakts beschrieben (Izett, 1991; Smit et al., 1992a; Bohor & Glass, 1995; Martinez-Ruiz et al., 1997; Claeys et al., 2002). Das z.T. undifferenzierte Erscheinungsbild und die stratigraphische Position dieser Ejekta in einigen Profilen Zentralamerikas, insbesondere NE-Mexikos, der Karibik und den Vereinigten Staaten von Amerika, führt zu stark kontroversen Diskussionen über den Ablauf des Gesamtszenarios sowie die Entstehung und Verbreitung der Ejekta (Smit et al., 1992a; Stinnesbeck et al., 1993; Bohor & Glass, 1995; Claeys et al., 2002; Keller et al., 2003a, 2004a; Stüben et al., 2004). Bis heute ist weder die chemische Zusam-

mensetzung und Charakterisierung von Spheruls bzw. Tektiten der K/T-Grenze, noch ihre räumliche Verbreitung ausreichend untersucht und nur wenig verstanden (McCall, 2001; Montanari & Koeberl, 2002). Im Allgemeinen werden ausnahmslos alle Ejektahorizonte der weltweiten K/T-Grenzprofile auf den Chicxulub-Impakt zurückgeführt (Izett, 1991; Bohor & Glass 1995; Claeys et al., 2002). Eine differenzierte Betrachtung im Gesamtzusammenhang mit der lithologischen Abfolge, der Korrelation mit der Biostratigraphie und unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der Spheruls in Hinblick auf ihren möglichen Ursprung, sind sehr selten oder fehlen gänzlich. Nach Claeys et al. (2002) sind weltweit etwa 345 K/T-Grenzaufschlüsse aus verschiedenen Faziesbereichen (84% marin, davon 33% Tiefwasser, 48% flachmarin, 3% ohne bathymetrische Angaben sowie 16% terrestrisch) bekannt. 85 Profile beinhalten eine signifikante Ir-Anomalie, 49 geschockte Quarze, 54 Spheruls und 21 Ni-reiche Spinelle. In 101 von 345 Aufschlüssen konnte Ejekta material, das auf den Chicxulub-Impakt zurückgeführt wird, nachgewiesen werden.

5.4. Charakteristik der K/T-Ejekta

Eine generelle, eindeutige Klassifizierung von K/T-grenznaher Ejekta ist derzeit nicht existent. Zwar werden in der Literatur verschiedene Ejektaformen bzw. unterschiedliche Ejektatypen in unterschiedlichen Faziesräumen (vgl. 5.3.) beschrieben. Angaben zu deren Genese und deren Distribution sind hingegen selten und häufig diskonform mit der allgemeingültigen Klassifizierung und Definition (vgl. 5.2.1.), basierend auf physikalischen Parametern, wie sie u.a. durch Melosh (1989) und Montanari & Koeberl (2002) veröffentlicht wurden (vgl. 5.2.1.). Modelle zur Genese und Ablagerung der Spheruls in NE-Mexiko finden sich u.a. in Smit et al. (1992a, 1992b), Stinnesbeck et al. (2001), Keller et al. (2003a, 2004a) sowie in Schulte (2003). Die Klassifizierung der Chicxulub-Impakt-Ejekta basiert im Wesentlichen auf der lithostratigraphischen Position sowie auf der chemischen Zusammensetzung der Ejekta. Diese wurden ballistisch (vgl. 5.2.3.), als distale Ejekta (Mikrotektite/-Spheruls, Mikrokrysite) bzw. durch den lateral voranschreitenden "Ejekta-Curtain" und/oder den vertikal ausgerichteten "vapor plume" transportiert und regional unterschiedlich abgelagert (Melosh, 1989; Pallastro & Bohor, 1993; Alvarez et al., 1995; Bohor & Glass, 1995; Heinen, 1997; Pierazzo & Melosh, 1999; McCall, 2001). Die Zusammensetzung der Chicxulub-Ejekta, der Spheruls und Impaktgläser wird auf Silikatgesteine der oberen Kruste (Gneis, Granit, Amphibolit), mit variablen Beimengungen von Karbonaten und Sulfaten, zurückgeführt (Izett, 1991; Koeberl & Sigurdsson, 1992; Bohor & Glass, 1995), was sich mit den Ergebnissen zur regionalen Geologie der Yucatán-Plattform deckt (Blum et al., 1993; Schuraytz et al., 1994; Ward et al., 1995). Neben diesen treten weitere, mafische Phasen auf, wie sie durch Kettrup & Deutsch (2000, 2003) und Schulte (2003) dokumentiert werden. Dies unterstützt u.a. die Vermutung, dass diese für die Genese von Pyroxen- und K-Feldspat-

Mikrospheruls mitverantwortlich sein können (Izett, 1990). Impaktgläser des Aufschlusses Beloc (Haiti) wurden u.a. durch Sigurdsson et al. (1991a, 1991b, 1992), Izett (1991), Kring & Boynton (1991) und Stüben et al. (2002) untersucht, die deren impaktinduzierte Entstehung durch den Chicxulub-Impakt belegen konnten. Koeberl & Sigurdsson (1992) konnten inhomogene Gläser beobachten, in denen sie Lechatelierit und andere impakttypische Minerale nachwiesen. Untersuchungen hinsichtlich der Sauerstoff-Isotopengeochemie der haitianischen Gläser wurden u.a. von Blum & Chamberlain (1992) durchgeführt, wobei sie den Nachweis erbringen konnten, dass es sich um Impaktgläser und nicht um Gläser vulkanischen Ursprungs handelt. Dies wurde in den Arbeiten von Blum et al. (1993) aufgrund von Rb/Sr- und Sm/Nd- Isotopenuntersuchungen bestätigt, die ferner belegen konnten, dass es sich bei diesen Gläsern um silikatisches Krustenmaterial handelt, welches z.T. hohe Anteile CaO-reicher Komponenten (Karbonate/Sulfate) besitzt (Premo & Izett, 1992; Bohor & Glass, 1995). Die Ejekta (Einheit 1) des Kreide/Tertiär-Übergangs befindet sich in NE-Mexiko immer unterhalb der siliziklastischen Einheit 2, deutlich abgetrennt von der K/T-Grenze, die sich in NE-Mexiko im Velasco-Mergel befindet (vgl. 3.1.; Stinnesbeck et al., 2001; Keller et al., 2004a; Stüben et al., 2004). Ferner treten weitere, z.T. multiple Ejektalagen inmitten des Méndez-Mergel (im weiteren als Méndez I/II bezeichnet) auf, die mehrere Meter unterhalb der Ejekta der Einheit 1 situiert sind (vgl. 4.2.; Stinnesbeck et al., 2001; Keller et al., 2003a, 2004a). Diese multiplen Lagen wurden durch Stinnesbeck et al. (2001) und Keller (2003a, 2004a) in verschiedenen Profilen NE-Mexiko über größere Distanz verfolgt und biostratigraphisch der Zone (CF1), also dem Oberen-Maastrichtium, zugeordnet (Keller et al., 2003a, 2004a). Die Ejekta (Spheruls) des Kreide/Tertiär-Übergangsbereiches in NE-Mexiko ist u.a. durch Smit et al. (1992a, 1999b), Stinnesbeck et al. (2001) und Schulte et al. (2003) bearbeitet worden. Hierbei handelt es sich um runde, elonginale, tropfen- oder birnenförmige Gläser. Diese zeigen z.T. deutliche mit Karbonat verfüllte Hohlräume und einem z.T. hohen Alterationsgrad. Ferner finden sich Glasfragmente bzw. Schlierenstrukturen (langezogene Glasschlieren oder Glasbänder) (Schulte, 2003). Die Spheruls des Kreide/Tertiär-Übergangs in Beloc (Haiti) zeichnen sich durch das Auftreten von gelben, schwarzen sowie sog. Smektit-Spheruls aus (Stüben et al., 2002). Ferner konnten hier u.a. durch Smit (1999) und Stüben et al. (2002) binäre Mischungen zwischen Karbonat und Silikat beobachtet werden. Detaillierte Arbeiten zur Geologie und Geochemie des Aufschlusses Beloc (Haiti) sowie zur Geochemie der Spheruls, finden sich u.a. in Maurrasse & Sen (1991), Izett (1990, 1991), Sigurdsson et al. (1991a, 1991b), Jéhanno et al. (1992), Leroux et al. (1995), Stinnesbeck et al. (2000) sowie Stüben et al. (2002). Spheruls aus dem Profil Beloc (Haiti) zeigen im Gegensatz zum Material NE-Mexikos keinen mehrphasigen Aufbau (Internfüllungen). Sie sind makroskopisch homogener Natur. Bei den tektitähnlichen Gläsern Haitis lassen sich drei Typen a) gelb-graue, b) grau-schwarze Gläser und c) sog. Smektit-Spheruls (Premo

& Izett, 1992; Stüben et al., 2002) unterscheiden. Alterationserscheinungen wie sie u.a. von Sigurdsson et al. (1991a) beschrieben werden, konnten nicht beobachtet werden, was möglicherweise auf eine unterschiedliche Beprobung der Horizonte zurückgeht.

5.5. Alter der Chicxulub-Ejekta

Durch radiometrische Altersbestimmungen (^{40}Ar - ^{39}Ar) an Glasfragmenten der Bohrung C1 konnte Swisher et al. (1992) das Alter auf 64.98 Ma (± 0.05 Ma) bestimmen, was in guter Übereinstimmung zu Untersuchungen von Ejektagläsern aus Haiti und El Mimbrel (Izett, 1991; Swisher et al., 1992) mit 65.07 (± 0.10 Ma) liegt. Sharpton et al. (1992) untersuchte Impaktschmelzen der Bohrungen Y6 und C1, für die er ein Alter von 65.2 Ma (± 0.1 Ma) feststellte. Jüngste Arbeiten (Stinnesbeck et al., 2004; Keller et al., 2004a) haben jedoch, basierend auf biostratigraphischen Daten (vgl. 2.3.) der Sedimente des Bohrkerns Yaxcopoil-I, gezeigt, dass eine differenzierte zeitliche Zuordnung wahrscheinlich ist. Hier tritt wie auch in NE-Mexiko, eine zeitliche Diskrepanz von ~ 300.000 Jahren zum postulierten Kreide/Tertiär-Alter des Chicxulub-Impakts auf (vgl. 2.3.; Keller et al., 2004a, 2004b).

6. Aufbereitung und Analytik

6.1. Aufbereitung der Sedimentgesteine

Sedimentgesteine der untersuchten Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez wurden für die Untersuchungen mittels EDX, WDX, XRD, CSA und CWA analysefein gemahlen, getrocknet (40°C) und einem Glühverlust ($>400^\circ\text{C}$) unterzogen. Für Untersuchungen mittels WDX wurde das pulverfein gemahlene und geglühte Material entsprechend dem in 6.2. beschriebenen Verfahren bearbeitet. Für Mikrosondenuntersuchungen wurde das Material luftgetrocknet und in $4.0 \times 4.0 \times 4.0$ cm Würfel für die Dünnschliffherstellung zersägt, geschliffen und poliert ($30\text{--}100$ μm Dicke bei $\frac{1}{4}$ μm Feinpolitur) (Reed, 1996). Je nach Probenkonsistenz wurde das matrixgestützte Gefüge mit Imprägnierharz auf Cyanoacrylatbasis (EM-02[®]) oder Varidur[®] Kaltimprägnierharz, stabilisiert. Dünnschliffe wurden im Standardverfahren im Giessener Format mit 30 μm Schliffdicke bei $\frac{1}{4}$ μm Feinpolitur (Humphries, 1992; Grundmann, 1998) angefertigt. Das Material aus den ejektaführenden Schichten der Profile Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez, El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla und El Mimbrel wurde bei 40°C luftgetrocknet. Für die Dünnschliffherstellung (Giessener Format mit 30 μm Schliffdicke bei $\frac{1}{4}$ μm Feinpolitur bzw. $30\text{--}100$ μm Schliffdicke für Mikrosondenuntersuchungen) wurde das Material in $4.0 \times 4.0 \times 4.0$ cm große Würfel zersägt. Je nach Probenkonsistenz wurde das Material hierbei mit Hilfe von Imprägnierharzen stabilisiert. Zur Präparation einzelner Spheruls wurde das Material bei etwa 40°C luftgetrocknet, handsepariert und entsprechend den Korngrößen (2 mm, 500 μm , 200 μm , 50 μm und 20 μm) mit deionisiertem Wasser nass gesiebt. Für die Nasseparation mittels Sieblinie war es nötig, den Gesteinsverband

entlang von vorgegebenen Bruchstrukturen aufzutrennen und das Einwirken mechanischer Kräfte zu vermeiden. Hierzu wurde das Gesteinsmaterial einem Trennungsgang mit Kupfer-(II)-sulfat unterzogen (Bourdon, 1962; Nötzold, 1965; Humphries, 1992). Etwa 10 g getrocknetes Probenmaterial wurde mit 5 g Kupfer-(II)-sulfat und 20 ml Eisessig in ein luftdicht verschlossenes Gefäß verbracht. Der Kristallisationsdruck des Kupfer-II-sulfats führt zu einem Aufspalten entlang von im Gestein existierenden Schwächezonen und führt so in relativ kurzer Zeit (~15 Std.) zu einer Zerrüttung des Gesteins. Anschließend wurde das separierte Ejektmaterial mit deionisiertem Wasser gewaschen, gesiebt, getrocknet, ggf. zentrifugiert oder von Hand separiert und auf mit Epoxidharz bestrichene Probenträger aufgebracht, geschliffen und poliert (30–100 µm Schliffdicke bei ¼ µm Feinpolitur). Für die Übersichtsaufnahmen mittels XRD wurde das Material analysefein gemahlen und getrocknet. Für Texturpräparate wurden je 2 g analysefein gemalenes Probenmaterial mit destilliertem Wasser aufgenommen, aufgeschüttelt und etwa 10 min absegregiert. Anschließend wurde etwa 5 ml der überstehenden Suspension abpipettiert und auf einen Glasprobenträger verbracht, welcher 24 Std. bei Raumtemperatur getrocknet wurde. Je Probe wurden zwei weitere Probenträger präpariert. Nach 24-stündiger Trocknungszeit wurde einer für weitere 24 Std. in ein Glykolbad verbracht, während der andere bei 550°C für 240 min. geglüht wurde.

Methodenentwicklung der Dünnschliffherstellung für SYRFA

Um eine bestmögliche Genauigkeit (homogene Oberfläche) und Verringerung der Nachweisgrenze der Messungen mittels SRXRF zu erlangen bzw. die Quantifizierung der Datensätze zu erzielen, bei der sowohl die Probendicke als auch die Hauptelementgeochemie berücksichtigt werden, war es notwendig, die Dünnschliffherstellung zu modifizieren. Hierzu wurden spezielle, nicht auf ein Trägerglas aufgeklebte Schriffe, mit besonderen Kleber- bzw. Matrixanforderungen, entwickelt. Eine übliche Probenpräparation (Bessette, 1999) ist aufgrund der Materialeigenschaften des untersuchten Materials nur bedingt möglich. Das separierte Spherulmaterial wurde, wie bei der normalen Dünnschliffherstellung (Humphries, 1992; Grundmann, 1998), auf einen mit verschiedenen Spezialklebern (Araldite 2020 A/B[®], Keorapox 439[®], Epo-Tek[®], Loctite-UV[®]) bestrichenen Objektträger aufgeklebt. Dabei wurde, je nach Materialeigenschaften der Spheruls (weitgehend alteriert oder frisches glasiges Material), der Kleber mit verschiedenen Additiven (z.B. Quarzpuder reinst) versetzt, um eine ähnliche Härte wie die des einzubettenden Materials und gute Verbundeigenschaften zwischen beiden Materialien zu erzeugen. Nachdem der Kleber im Trockenschrank vollständig ausgehärtet war, wurde das Material bis zum gewünschten Querschnitt mittels Logitech LP30 abgeschliffen und anschließend mittels Logitech PM2a mit WG2 Polierkopf, in Schritten von 6, 3, 1 und ¼ µm je 25 min. poliert. Im Anschluß wurde das Präparat vom Trägerglas abgelöst und die polierte Seite erneut mit lösemittelfreiem Kleber fixiert, geschliffen, poliert und vom Trä-

gerglas abgezogen und auf einen speziellen, freitragenden Aluminiumprobenhalter der Maße 30x60x1 mm montiert. Für Schliffe des Gesteinsverbands wurde die Prozedur ähnlich durchgeführt, jedoch wurden dem Kleber keine stabilisierenden Additive hinzugegeben. Je nach Materialeigenschaft wurde hier Imprägnierharz auf Cyanacrylatbasis zur Stärkung der Matrix angewendet. Alle verwendeten Kleber wurden mittels EDX hinsichtlich ihrer Spurenelementzusammensetzung untersucht, um so eine Kontamination ausschließen zu können. Während das Schleifen der Gesteinsoberfläche bei herkömmlichen Dünnschliffen dazu dient, eine weitgehend ebene Oberfläche zu schaffen, verfolgt der langwierige Politurprozess bei der Anfertigung der Synchrotronschliffe das Ziel, die Tiefe der während des Schleifvorganges erzeugten Riefen, die sog. Rauhtiefe, zu minimieren. Die minimale Dicke der so erzeugten Präparate liegt bei etwa 11 µm. Für die Verwendung an den Messplätzen der Synchrotronspeicherringe hat sich jedoch, bedingt durch die Materialeigenschaften der Spheruls und ihrer Matrix, eine optimale Dicke von etwa 80 µm ergeben. Diese variiert allerdings, in Abhängigkeit vom Material (z.B. isolierte Glasfragmente) und Fragestellung, zwischen 46–108 µm. Da die Dicke der Schliffe in die Quantifizierung bzw. die Berechnung der Elementgehalte einfließt, wurden diese mittels Digitaluhrmessschieber (DIN 262) an mindestens 15 Punkten pro Schliff vermessen. Darüber hinaus wurden die Schliffe an einem Leica DMLM- und Leica DMRX-Mikroskop nach der Duc du Chaulnes-Methode bestimmt. Hierbei wird die wahre Schliffdicke aus der gemessenen scheinbaren Dicke, multipliziert mit dem Brechungsindex des Minerals ($n = \sin \alpha / \sin \beta$), errechnet. Durch die nur punktuell ermittelte Probendicke und die unabdingbaren Messungenauigkeiten, ist ein Fehler von etwa 10% für Schliffe mit einer Dicke von ~80 µm anzunehmen (Bessette, 1999). Beide Methoden wurden stichprobenartig mittels Rasterelektronenmikroskopie überprüft, wobei der Schliff senkrecht fixiert wurde und so die Dicke, mit deutlich höherer Messgenauigkeit (~2%), mittels Skala gemessen werden kann. Es hat sich gezeigt, dass das im Rahmen dieser Arbeit für die Präparation von Spheruls angepasste Verfahren, genauere, konstantere Schliffdicken und glattere Oberflächen, mit Unebenheiten von 1–3 µm, erlaubt.

6.2. Haupt- und Spurenelementanalytik mittels energie- und winkeldispersiver Röntgenfluoreszenz (EDX/WDX)

Zur Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente (Cu, Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb, Cd, Sn, Sb, Ba, La und Ce) wurde das analysefein gemahlene Probenmaterial (Sedimente) der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez zu je 5 g in Spectrocups® abgefüllt und mit einer 6 µm Mylarfolie® abgedeckt. Die Messung erfolgte an einem Tracor Spectrace 5000 in einem Dreifachmessverfahren mit Al-, Pd- und Cu- Primärfiltern zur Optimierung der Fluoreszenz bei hoch- und niedrigenergetischer Röntgenstrahlung, in Anlehnung an die durch Kramar (1997) publizierte Messprozedur. Die Haupt- und einige der Spurenelemente (V, Cr und Ni) wurden mittels WDX bestimmt.

Hierzu wurden je 1.0 g Probenmaterial (analysefein, gegläht), mit 4.0 g Spectromelt® (A12, Fa. Merck) vermengt und durch Aufschmelzen zu Glabletten verarbeitet. Um Entglasungen während des Abkühlprozesses der Tabletten zu vermeiden, wurde die Schmelzmischung bei einigen Proben (< 3%) mit wenigen mg Ammonium-Jodid versetzt. Diese Tabletten wurden an einem Siemens SRS 303 AS mit Rh-Röntgenröhre gemessen. Die Hauptelemente wurden hierbei durch die Kalibration der Fundamentalparameter aus der Kombination von Compton- und Matrixkorrektur berechnet. Für das Profil Mesa Juan-Perez wurden die Messungen zusätzlich mit einem mit BRAGG- und BARKLA-Filtern (Heckel, 1995) ausgestatteten Spectro X-Lab 2000 (EDX) durchgeführt.

6.3. Elektronenstrahlmikrosonde (EDS/WDS)

Haupt- und Spurenelemente an Ejektamaterial der Aufschlüsse Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez, El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla, El Mimbral und Beloc sowie an Material der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6, Sacapuc-I und Yaxcopoil-I wurden mittels CAMEBAX SX 50 Mikrosonde mit BSE-Detektor und EDS-System, an 30–100 µm dicken, kohlenstoffbedampften Dünnschliffpräparaten ermittelt (vgl. 6.1.; Potts et al., 1995; Reed, 1996). Semiquantitative Messungen wurden im energiedispersiven Modus bei 20 kV Anregungsspannung und 40–60 s Messzeit, quantitative Messungen im wellenlängendispersiven Modus bei 20 kV und 10–20 s Messzeit je Element, durchgeführt. Elementverteilungsbilder (Ca, Si, Fe, Al und Mg) wurden bei 20 kV und 150 ms Messzeit pro Punkt (wellenlängendispersiv) bei einem Punktabstand von 2 µm und einer Gesamtfläche von 256 x 256 bzw. 512 x 512 µm gemessen. Bei minimaler Primärstrahlweite wurden 60 Punkte mit 25 µm Punktabstand, bei aufgeweitetem Primärstrahl (20 µm Ø) 50 Punkte mit 5 µm Punktabstand bei Flächenscans sowie mit 1 µm Abstand bei Linienscans gemessen. Quantitative Messungen für die Oxide SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, SO₂, Cr₂O₃ und NiO wurden als Linien- oder Flächenscans winkeldispersiv mit je 500 Punkten bei 15–20 keV und 3.35 Minuten Messzeit je Punkt bei einer Primärstrahlweite von 15 nA durchgeführt. Backscatter-Electron-Aufnahmen (BSE) wurden mittels Minolta X700 auf Ilford PAN-F plus (50 ASA/18 DIN) mit 80 Sekunden Belichtungszeit aufgenommen. Infolge der Erwärmung der Kathode konnte eine systematische Strahldrift beobachtet werden (<3 µm), die jedoch bei den angewandten Messzeiten unterhalb der Nachweisgrenze liegt. Die in wenigen Fällen beobachtete Abweichung des Elektronenstrahls bzw. des Brennflecks in Karbonaten und Mergeln geht vermutlich auf das infolge der Aufheizung der Probe entweichende CO₂ und H₂O zurück. Hierbei wird die bedampfte Oberfläche beschädigt, was in der Konsequenz zu lokaler statischer Aufladung und damit zu einer Strahlabweichung von 1–10 µm führt. Dies ist jedoch bei den im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Messungen nicht von Belang. Die z.T. zu beobachtenden Gesamtgehalte (>102.00 %) einzelner quantitativer Messpunkte ist auf Oberflächengeometrieeffekte (z.B. Oberflächenbeschädigungen durch

starke Devitrifizierung) zurückzuführen. Für die Karbonatbestimmung (CaO) ist infolge der Kohlenstoffbedampfung mit einem systematischen Fehler von 1-2% auszugehen (Noran, 1991). Die Quantifizierung der Elemente einer gemessenen Fläche wurde durch die Bildung des Mittelwertes der gemessenen Einzelpunkte generiert, so dass für jeden Punkt eine Matrixkorrektur vorliegt. Oxid-Gew.% wurden durch ein Korrekturprogramm (PAP) unter Berücksichtigung der Standardwerte berechnet. Die Nachweisgrenze für die in Tabelle 2 aufgeführten Elemente der Kalibrationsstandards liegt zwischen 0.5–1.0 Gew.%. Die Präzision und Qualität der EDS-Messungen wurde bei jeder Quantifizierung mittels NORAN® Software (Multiple Least Square Fit, MLS) aus mindestens 4 bekannten sowie den unbekanntem Spektren nach der Formel

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{(y_i - y_i^{\text{theor}})^2}{\sigma_i^2} \right) / (n - m)$$

also des normierten chi-quadrats (χ^2) überprüft. Hierbei gilt nach Angaben von Noran (1991) gerätespezifisch ein χ^2 zwischen 3–10 als gute, zwischen 1–3 als sehr gute Übereinstimmung. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Messungen liegen mit $\chi^2_{\text{Ø}} = 1.29$ ($\chi^2_{\text{max}} = 1.6 - \chi^2_{\text{min}} = 0.98$) im Bereich einer sehr guten Übereinstimmung.

Tab. 2: Eingesetzte Mineral- und Glas-Oxidstandards (Cameca SX GEO Standards).

Element	Standard	Material	Typ	Kristall	Spektrometer	Linie
Mn	MnTiO ₃	Natürlich	Kristall	LIF	1	k _α
Fe (Fe ₂ O ₃)	Wollastonit	Natürlich	Kristall	LIF	1	k _α
Ni	NiO	Natürlich	Kristall	LIF	1	k _α
Si	Wollastonit	Natürlich	Kristall	TAP	2	k _α
Mg (MgO)	Orthoklas	Natürlich	Kristall	RAP	2	k _α
K	Orthoklas	Natürlich	Kristall	PET	3	k _α
Ca (CaO)	Anorthit	Natürlich	Kristall	PET	3	k _α
Ti (MnTiO ₃)	Albit	Natürlich	Kristall	PET	3	k _α
Cr	Cr ₂ O ₃	Natürlich	Kristall	PET	3	k _α
S	BaSO ₄	Natürlich	Kristall	PET	3	k _α
Na	Albit	Natürlich	Kristall	RAP	4	k _α
Al (Al ₂ O ₃)	Anorthit	Natürlich	Kristall	TAP	4	k _α

6.4. Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen wurden mittels Zeiss DSM 960, mit einer Beschleunigungsspannung zwischen 15–25 keV bei einem Arbeitsabstand von 11 mm und einer 300–10.000 fachen Vergrößerungen bei einem Kippwinkel von 0°–15° durchgeführt.

6.5. Röntgendiffraktometrie (XRD)

Untersuchungen mittels röntgendiffraktometrischer Phasenanalyse zur Erfassung des Mineralbestandes der untersuchten Profile Rancho Nuevo und Mesa-Juan Perez sowie Proben aus den spherulführenden Horizonten der unter 4.2. beschriebenen Profile, wurden mit einem Siemens Kristalloflex D500 (CuK_{α1} mit Monochromator, $\lambda=0.15405$

mm, 45 kV und 25 mA) Röntgendiffraktometer durchgeführt. Übersichtsaufnahmen wurden zwischen 3° und $63^\circ 2\theta$, Texturpräparate zwischen 2° und $32^\circ 2\theta$ bzw. 2° und $22^\circ 2\theta$ gemessen. Der Quarzgehalt der Proben wurde nach einer Eichkurve für Quarz ermittelt. Die Karbonatgehalte wurden nach einer Eichkurve für Kalzit (semiquantitativ) bestimmt und mittels CSA-Messungen validiert. Die Feldspat- und Tonmineralgehalte wurden aus den Peakflächen semiquantitativ abgeschätzt.

6.6. Kohlenstoff-Schwefel- und Carbonat-Wasser Analyse (CSA/CWA)

Der Schwefel- (SO_2), der Gesamtkohlenstoff- ($\text{CO}_{2\text{Ges}}$) sowie der Karbonat- ($\text{CO}_{2\text{Carb}}$) und Wassergehalt (H_2O) der Proben wurde mittels eines Fa. Leybold CSA-5003 bzw. CWA-5003 an analysefein aufgemahlene Proben bestimmt. Aus dem Anteil des Gesamtkohlenstoff- und dem Karbonatgehalt wurde durch die Differenzbildung ($\text{CO}_{2\text{Org}} = \text{CO}_{2\text{Ges}} - \text{CO}_{2\text{Carb}}$), der Anteil organisch gebundenen Kohlenstoffs (C_{Org}) bestimmt und bei der Ermittlung des Analyseergebnisses verrechnet.

6.7. Synchrotronröntgenfluoreszenz

Seit den ersten geowissenschaftlichen Anwendungen, die mit Synchrotronröntgenfluoreszenz (SRXRF) bearbeitet wurden (Frantz et al., 1988), stellt diese eine hervorragende Methode für zerstörungs- und kontaminationsfreie Spurenelementuntersuchungen im mikroskopischen Maßstab dar und ist heute zu einer etablierten Methode in den Geowissenschaften geworden (Dubinin et al., 1986; Ahmedali, 1989; Lu et al., 1989; Chen et al., 1993; Smith & Rivers, 1995; Klügel et al., 1995; Eichhorn, 1997; Sachs et al., 1998; Allison et al., 2001; Henderson & Baker, 2002). Synchrotrone sind die heute führende Klasse von Teilchenbeschleunigern. Das Prinzip aller Synchrotrone beruht darauf, dass die Teilchen synchron mit der Schwingung der Hochfrequenzspannung auf Kreisbahnen beschleunigt werden. Genutzt wird hierbei das durch McMillan und Weksler 1945 (vgl. Dubinin et al., 1986) unabhängig voneinander entdeckte Prinzip der Phasenstabilität bzw. der Phasenfokussierung, das die Grundvoraussetzung stabiler longitudinaler Schwingungen (sog. Synchrotronschwingungen) der beschleunigten Teilchen in Hinblick auf den Sollphasenwinkel darstellt. Nur wenn dieser Stabilitätsbereich des Teilchens auch senkrecht zur Solllage erreicht wird, können diese mit Hochfrequenzspannung beschleunigt werden, ohne die Bahnebene zu verlassen. Die Fokussierung, also die Kompensation der transversalen Strahlabweichung, der sog. Betatronschwingung, erfolgt durch den Einsatz von Magneten. Die Fokussierung des Synchrotronstrahls selbst wird mit Quadrupolmagneten gewährleistet, die in einer der beiden transversalen Richtungen fokussieren bzw. defokussieren. Der Synchrotronstrahl, welcher diese Typen von Quadrupolmagneten abwechselnd durchlaufen hat, wird somit in den zwei transversalen Richtungen fokussiert. Die Teilchen werden, abgesehen von der Betatronschwingung, während der gesamten Zeit des Beschleunigungsprozesses auf nahezu die gleiche

Bahn gelenkt und gepulst, wobei die Feldstärke der Magnete linear mit dem Teilchenimpuls wächst. Die Röntgenstrahlung wird an bestimmten Stellen des Synchrotronbeschleunigers scharf gebündelt und tangential zur Bahn der Teilchen und in deren Bewegungsrichtung emittiert. Die so erzeugte elektromagnetische Strahlung besitzt besondere Eigenschaften (scharfe Bündelung, großer Bereich der Wellenlänge, exakte Berechenbarkeit) und zeichnet sich insbesondere durch die guten Anregungsbedingungen für Elemente etwa gleicher Intensität und durch hohe Ortsauflösung im μm -Bereich aus (Gilfrich et al., 1983; Chevallier et al., 1990; Knöchel, 1990, Jaklevic et al., 1990, Hahn-Weinheimer et al., 1995). Der Spektrenbereich der Synchrotronstrahlung reicht vom harten Gamma- und Röntgenspektrum, Ultravioletspektrum bis zum Mikrowellenbereich. Der Frequenzbereich kann mit Hilfe von Monochromatoren eng begrenzt werden. Durch die Änderung der Bewegungsrichtung der Elementarteilchen kann am Synchrotron eine Primärstrahlenergie erreicht werden, die um den Faktor 10^6 bis 10^{12} höher liegt als bei konventionellen Röntgenröhren (Bessette, 1999). Die Messungen der vorliegenden Arbeit wurden zum überwiegenden Teil am Hamburger Synchrotron Strahlungslabor (HASYLAB), am Deutschen Elektronen-Synchrotron (DESY), an der Angströmquelle (ANKA) des Forschungszentrums Karlsruhe sowie an der European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) in Grenoble, durchgeführt. Die Hauptunterschiede der Synchrotronquellen sind die Strahlenergie (HASYLAB: 4.5–5.3 GeV, ANKA: 2.5 GeV und ESRF: 6.03 GeV), die Strahlbrillanz (Bessette, 1999) und die Möglichkeit der Bündelung des Strahlengangs auf einen Durchmesser zwischen 12–15 μm mittels eines Kapillarensystems. Außerdem besteht am ESRF und am HASYLAB die Option, 3-D-Tomographie durchzuführen.

6.7.1. Beamline "L" (Messplatz "Strahl L"), HASYLAB (DESY)

Die Messungen am Hamburger Synchrotron-Strahlungslabor wurden an der Mikro-Fluoreszenz Beamline "L" mit weißer polychromatischer Strahlung durchgeführt (Lechtenberg et al., 1996). Dieser Strahl des HASYLAB bietet einen besonderen Experimentierplatz zur Durchführung von Multielementanalysen in hochfokussierten Bereichen (ortsaufgelöst). Der Röntgenenergiebereich der polychromatischen Synchrotronstrahlung liegt hier im Bereich von 3 bis 100 keV, was eine Fluoreszenzanregung der Elemente der Atomzahl von 19 bis 92, mit einer Nachweisgrenze von 10 ppm bei einer Energieauflösung von 100 eV, erlaubt (Bessette, 1999). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnten Nachweisgrenzen für Cu von 4 $\mu\text{g/g}$, Zn 2.5 $\mu\text{g/g}$, Ga 2 $\mu\text{g/g}$, Rb 1 $\mu\text{g/g}$, Sr 0.8 $\mu\text{g/g}$, Y 3 $\mu\text{g/g}$, Zr 1.3 $\mu\text{g/g}$, Nb 1 $\mu\text{g/g}$, Ba 2.5 $\mu\text{g/g}$, La 2.5 $\mu\text{g/g}$, Ce 3 $\mu\text{g/g}$ und Pb 3 $\mu\text{g/g}$ erreicht werden. Die kritische Energie dieser Beamline liegt bei 16.6 keV. Darüber verringert sich die Intensität des Strahls rapide, ist aber bis 80 keV ausreichend für die K-Linienanregung der Spurenelemente von Z bis 82. Der Primärstrahl wurde für die Ortsauflösung mittels kollimierender Kapillare auf 12–15 μm gebündelt (Gilfrich et al.,

1983; Chevallier et al., 1990; Knöchel, 1990; Jaklevic et al., 1990). Zur Optimierung des Spektrums bzw. des Peak-Untergrundverhältnisses und einer reduzierten Totzeit wurden verschiedene Absorber-Filter (Cu 0,2 mm und Al 12 mm) eingesetzt. Das Fluoreszenzspektrum der Proben wurde mittels energiedispersivem Gemini-Detektor, welcher im Winkel von 90° zur Probe orientiert ist, mit einem Detektorfenster von 30 mm² und 5 mm Dicke, einer Energieauflösung von 150 eV bei 5.9 keV und vorgeschaltetem Berylliumfenster, mit einer maximalen Zählrate von etwa 13000 Counts pro Sekunde, gemessen. Für die Proben wurde eine Messzeit von 300 Sekunden pro Punkt für Flächen- und Linienmessungen genutzt. Die Messzeit für Einzelmessungen betrug zwischen 150 und 300 Sekunden.

6.7.2. Fluo-Topo-Beamline, Angströmquelle (ANKA)

Messungen an der Angströmquelle erfolgten an der Fluo-Topo-Beamline des Forschungszentrums Karlsruhe. Der Röntgenenergiebereich der monochromatischen Synchrotronstrahlung liegt hier im Bereich von 2 bis 24 keV. Das Fluoreszenzspektrum der Proben wurde mittels energiedispersivem Si(Li)-Detektor, welcher im Winkel von 90° zur Probe orientiert ist, mit einem Detektorfenster von 30 mm², einer Energieauflösung von 133 eV bei 5.9 keV und vorgeschaltetem Berylliumfenster, gemessen (Buth et al., 2002). Der Primärstrahl wurde für die Ortsauflösung mittels fokussierender Kapillare auf 15 µm gebündelt (Kramar et al., 2003).

6.7.3. Beamline ID 18 F (ESRF)

Die Beamline ID 18 F der European Synchrotronradiation Facility verfügt über drei Undulatoren, welche eine Anregungsstrahlung zwischen 6–28 keV erlaubt (Somogyi et al., 2001). Messungen wurden mit monochromatischer Strahlung bei 21.5 keV, bei einer Energieauflösung von $\Delta E/E=10^{-4}$, durchgeführt. Zur ortsaufgelösten Messung wurde der Primärstrahl mittels Linsensystem und kollimierender Kapillare auf 14 µm fokussiert. Als Detektor wurde ein Si(Li)-Detektor mit 30 mm² Detektorfenster, 3.5 mm Dicke und vorgeschaltetem 8 µm Berylliumfenster, mit einer Energieauflösung von 127 eV bei 10 keV in einer 90° Symmetrie genutzt (Somogyi et al., 2001).

6.7.4. Standardmaterial

Zur genauen Quantifizierung der Messergebnisse ist es notwendig, geeignete Referenz-Multielementstandards zu messen. Hierzu wurden insgesamt sechs natürliche (ATHO-G, ML3B-G, T1-G, ML3B-G, NIST-612) sowie ein synthetischer, homogen aufgeschmolzener Standard (StHs6/80G), mit einer Dicke von 100 µm, benutzt. Bei dem Standard StHs6/80G handelt es sich um einen international anerkannten Standard mit Spurenelementgehalten von etwa 50 ppm (Kempenaers et al., 2003). Eine Übersicht der

Standardmaterialen findet sich in Jochum et al. (2000), deren Messungen an den o.g. Synchrotronfazilitäten geben u.a. Bessette (1999) sowie Somogyi et al. (2001).

6.7.5. Datenauswertung, Quantifizierung, Nachweisgrenzen und Einschränkungen

Die Quantifizierung der Synchrotrondaten ist schwierig, da für jeden mittels μ -SYRFA gemessenen Punkt der Hauptelementchemismus durch die Mikrosonde ermittelt werden muß. Für die Darstellung der relativen Konzentrationen als Flächenscans wurde eine semiquantitative Darstellung der relativen Peakintensitäten gewählt.

Nachweisgrenzen: Die absoluten und relativen Nachweisgrenzen können durch Messung von geeignetem Referenzmaterial jeweils nach

$$C_{\text{MDL},i} = \frac{3\delta_{i,\text{bgr}}}{N_i} C_i = \frac{3\sqrt{I_{i,B}}}{I_i\sqrt{t}} C_i$$

berechnet werden. $C_{\text{MDL},i}$ ist die Nachweisgrenze eines Elementes i mit 50 % Standardabweichung in ppm oder mg cm^{-2} , $\delta_{i,\text{bgr}}$ ist die Nachweisgrenze der Streustrahlung der charakteristischen Fluoreszenz eines Elementes i und N_i die Nettopeakfläche des Elementes i . $I_{i,b}$ und I_i sind der gemessene Hintergrund eines Elements i , t die Lifetime und C_i die Konzentration des Elementes im Standard in ppm oder cm^{-2} (Somogyi et al., 2001; Hahn-Weinheimer et al., 1995). Neben einer Reihe von Einschränkungen, die im Wesentlichen auf geometrischen bzw. physikalisch-technischen Effekten beruhen (Massenschwächung, Fluoreszenzintensität, Interelementeffekte), kommt es infolge der Inhomogenität (Phasenübergänge, Korngrenzen) und Dicke der Proben zu weiteren Einschränkungen. Hierdurch wird eine exakte Quantifizierung insbesondere des alterierten Ejektamaterials deutlich limitiert. Für frische Impaktgläser ist jedoch unter optimalen Bedingungen eine Quantifizierung der Spurenelemente mit einer Nachweisgrenze von 3-10 ppm und einem systematischen Fehler von 10% (für Schliffe mit einer Probendicke < 100 μm) bzw. ~20% (für Schliffe mit einer Probendicke > 100 μm) möglich (Bessette, 1999). Für die Darstellung der räumlichen Verteilung der Spurenelemente stellt die ortsaufgelöste Synchrotronröntgenfluoreszenz eine hervorragende Methode dar, da sie es erlaubt, Bereiche bis zu < 10 μm , in Abhängigkeit vom jeweils eingesetzten Kapillarsystem, aufzulösen.

7. Ergebnisse

7.1. Mineralogie, Petrographie und geochemische Zusammensetzung der Ejekta

7.1.1. Mineralogisch-petrographische Charakterisierung der Spherullagen

Die folgende mineralogisch-petrographische Charakterisierung der Spherullagen wurde mittels Polarisationsmikroskop, Rasterelektronenmikroskop und Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt (vgl. 6.3.; 6.4.).

Rancho Nuevo

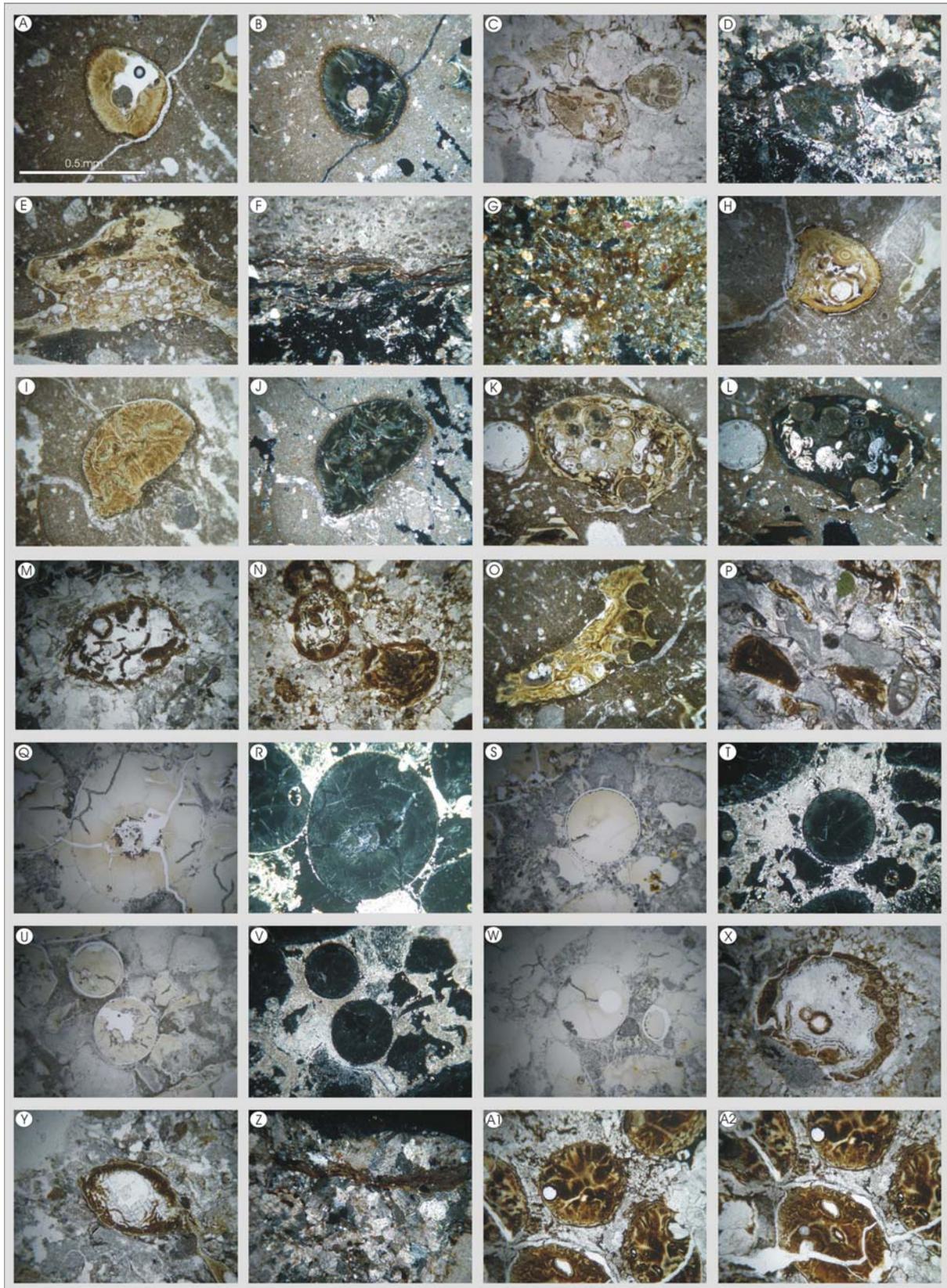
RNM-I (Einheit 1): Der spherulführende Horizont des Profils Rancho Nuevo zeigt ein matrixgestütztes Gefüge aus mikritischem Karbonat, in dem sich vereinzelt Karbonat- und Anhydritklasten, Quarz sowie Feldspäte nachweisen lassen. Hohlräume innerhalb der parallel zueinander verlaufenden Schlierenstrukturen sowie der Matrix sind mit sekundärem Albit und Kalzit verfüllt. Spheruls liegen hier in zumeist deformierter, elonginaler Form, z.T. alteriert vor (Taf. 1, A-D). Nur selten konnten hier fragmentierte (Taf. 2, D) oder Fe-Ti-reiche Lamellen in Spheruls (Taf. 3, F; Taf. 4, D) und einzelne isolierte Mergelklasten (Taf. 2, G) beobachtet werden.

RNM-II (Méndez I): Bei diesem Horizont handelt es sich um mikritischen Méndez-Mergel, in dem sich fein verteilt und chaotisch, einzelne Spheruls und Splitter nachweisen lassen konnten (Taf. 1, E-H). Die Ejekta dieses Horizonts erscheint insgesamt relativ frisch. Innerhalb der nur selten (<5%) zu beobachtenden Spheruls konnten, im Vergleich zum Horizont RNM-I, nur wenig Hohlräume nachgewiesen werden. Die Ejekta des Splitter-Typs besteht ausschließlich aus z.T. alterierten, isolierten Splittern (Taf. 2, F).

Mesa Juan-Perez

SPMJ-1 (Einheit 1): Im Gegensatz zu den spherulführenden Lagen der anderen untersuchten Aufschlüsse handelt es sich bei der des Profils Mesa Juan-Perez (SPMJ-1) um ein im wesentlichen aus Schlierenstrukturen bestehendes matrixgestütztes Gefüge. Innerhalb dieser kompakt wirkenden Struktur wurden ein hoher Anteil an Schmelzklasten in Form von isolierten Splittern sowie untergeordnet Spheruls (Taf. 1, I-N), mikritische Kalkklasten und kleine Domänen von Quarz und Feldspat beobachtet. Vereinzelt auftretende Hohlräume innerhalb der Spheruls sind durchweg mit sparitischem Kalk verfüllt. Nur selten finden sich hier durch Karbonat verfüllte Hohlräume innerhalb einer Glasmatrix (Pseudospherul) (Taf. 2, C), fragmentierte Spheruls (Taf. 4, G) und Schlierenstrukturen im direkten Kontakt zu Mergelklasten (Taf. 2, E, H; Taf. 4, H).

SPMJ-II (Méndez I): In der feinemikritischen Kalkmatrix, die das matrixgestützte Gefüge der Spherullage SPMJ-II ausmacht, konnten sehr gut erhaltene, kreisrunde, nur sehr selten elonginale oder ovoidale Spheruls mit z.T. großen, mit sekundärem Karbonat verfüllten Vakuolen sowie frische Splitter (Taf. 1, O-P; Taf. 3, D) nachgewiesen werden.



Taf. 1: Polarisationsmikroskopbilder der Ejekta NE-Mexikos: A) leicht deformierter Spherul aus dem Profil Rancho Nuevo (Einheit 1) mit deutlichem Alterationssaum (Smektit) und zentralem, karbonatverfüllten Hohlraum B) Spheruls aus A) im Dunkelbild, C) weitgehend alterierte Spheruls und Glassplitter des Profiles Rancho Nuevo (Einheit 1) mit erkennbarem Zusammenhang zu feinen Schlierenstrukturen innerhalb der weitgehend rekristallisierten Matrix D) Spheruls und Splitter aus C) im Dunkelbild bei gekreuzten Nicols, E) weitgehend alterierter Glassplitter/Schierenstruktur mit zahlreichen Hohlräumen innerhalb der Silikatmatrix im Hellbild aus dem Profil Rancho Nuevo

(Méndez I), F) Schlierenstruktur und Glassplitter am Kontakt zwischen Matrixkarbonat und chaotisch angeordneter Silikatmatrix im Hellbild bei gekreuzten Nicols aus dem Profil Rancho Nuevo (Méndez I), G) chaotische Silikatmatrix und fein verteilte Schlierenstrukturen aus dem Profil Rancho Nuevo (Méndez I) im Hellbild bei gekreuzten Nicols H) isolierter und weitgehend alterierter Spherul des Profils Rancho Nuevo (Méndez I) mit deutlichen Hohlräumen innerhalb der Silikatmatrix I) weitgehend alterierter, deformierter Spherul des Profils Mesa Juan-Perez (Einheit 1) J) Spherul aus I) im Dunkelbild, K) leicht deformierter und alterierter Spherul aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Einheit 1) mit deutlich zu erkennenden z.T. mit matrixkarbonatverfüllten Hohlräumen L) Spherul aus K) im Dunkelbild, M) fragmentierter Spherul aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Einheit 1) mit deutlich zu erkennender Karbonatfüllung der internen Hohlräume im Hellbild N) weitgehend alterierte und deformierte Spheruls sowie fein verteilte Glassplitter des Profils Mesa Juan-Perez (Einheit 1) im Hellbild, O) Glassplitter (i.w.S) in weitgehend alteriertem Zustand mit deutlich in Erscheinung tretenden, verfüllten Hohlräumen innerhalb der Silikatmatrix im Hellbild aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Méndez I) P) einzelne, isolierte Splitter sowie deutlich zu erkennender Glaukonit innerhalb der Karbonatmatrix im Hellbild aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Méndez I), Q) vollständiger Spherul und Glassplitter aus dem Profil El Peñon (Einheit 1) mit nur leichten Alterationsstrukturen in Zentralteil R) Spherul und Glassplitter aus Q) im Dunkelbild, S) vollständiger Spherul mit leichter Alteration des Randbereiches und Glassplittter aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), T) Spherul und Glassplitter aus S) im Dunkelbild, U) vollständige, nicht alterierte Spheruls und Glassplitter aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), V) Spherul und Glassplitter aus U) im Dunkelbild V) isolierter Spherul innerhalb einer Silikat-Karbonatmatrix mit Hohlraum im Hellbild aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), W) vollständiger Spherul mit leichter Alteration des Randbereiches und Glassplittter aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), X) fragmentierter und weitgehend alterierter Spherul des Profils El Mulato (Einheit 1) mit deutlich zu erkennenden Blasen innerhalb der Silikatmatrix im Hellbild, Y) deformierter Spherul aus dem Profil El Mulato (Einheit 1) mit deutlichem Zusammenhang zu Schlierenstrukturen innerhalb des Matrixkarbonates mit zentralem, durch Karbonat verfüllten Hohlraum im Hellbild, Z) Schlierenstruktur innerhalb des Matrixkarbonates aus dem Profil El Mulato (Einheit 1) im Hellbild bei gekreuzten Nicols und A1/A2) Runde und leicht defomierter Spherules des Profils El Mimbral (Einheit 1) mit leichten Alterationserscheinungen und Smektitosaum sowie Hohlräumen innerhalb der Silikatmatrix im Hellbild. Maßstab einheitlich wie in A).

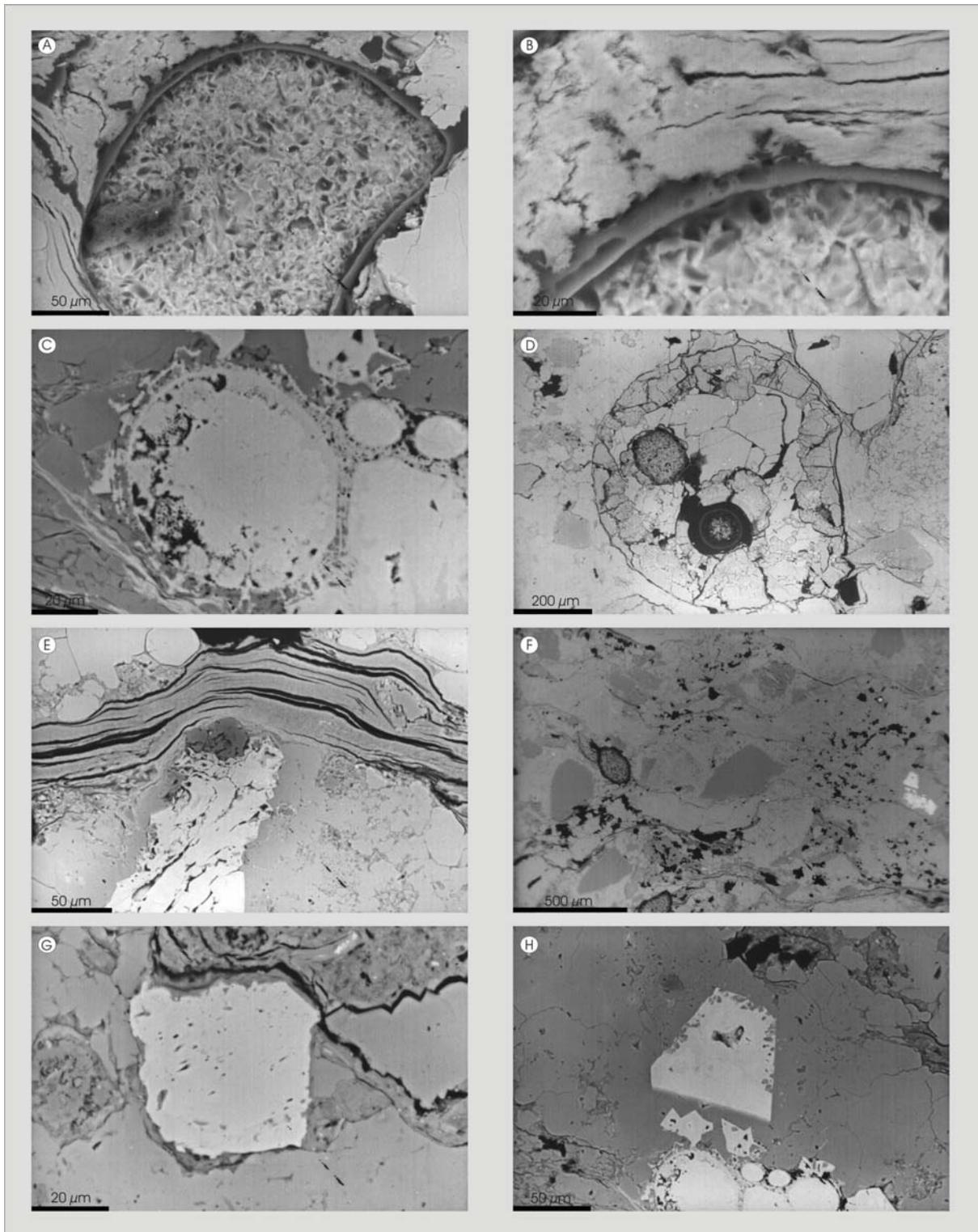
Ferner konnten einige wenige Quarzklasten, mikritische Kalkklasten und gut erhaltener Biotit als epigenetische Säume um einzelne Spheruls sowie Pyrit-, Magnetit- und Illmenit-Domänen beobachtet werden.

SPMJ-III (Méndez II): Die Spheruls der Lage SPMJ-III sind zum überwiegenden Teil kreisrund, nur untergeordnet elonginal und in sehr gutem Erhaltungszustand. Neben frischen Splittern konnten auch hier vereinzelt großflächige Schlierenstrukturen mit z.T. deutlich in Erscheinung tretenden mikrovesikularen Strukturen, welche mit sekundärem Karbonat verfüllt sind, beobachtet werden. Vereinzelt treten mikritische Karbonatklasten, Quarz- und Feldspat- (Albit) Fragmente, sowie fein verteilte Zeolithfragmenten auf.

El Peñon

PEN-I (Einheit 1): Die Matrix des spherulführenden Horizonts im Profil El Peñon besteht aus einer mikritischen Karbonatmatrix, in der vereinzelte Schlierenstrukturen und Splitter zu beobachten sind. Die Spheruls sind zumeist undeformiert bzw. kreisrund (~97 %), nur selten ovoidal (~1 %), mit karbonatverfülltem Hohlraum (Matrix). Nur in einigen Fällen treten massige Formen auf, welche gänzlich aus wenig alteriertem Silikat bestehen (Taf. 1, Q-W). Als relativ häufig auftretende Matrixkomponenten konnten Quarz und Feldspat (Albit) beobachtet werden. Im REM lassen sich intakte Gläser, die

nur an der Oberfläche Alterationserscheinungen (Wabenstruktur) zeigen (Taf. 5, A-E; Taf. 6, A, B) sowie mikrokristalline Spheruls (Taf. 6, C-E) beobachten.



Taf. 2: Rückstreuungsbilder der Ejekta NE-Mexikos: A) von einem frischen Glassaum umschlossener Smektit (mikrokristalliner Spherul) aus dem Profil El Mulato (Einheit 1), B) Vergrößerung des Randbereiches aus A, C) karbonatverfüllte Hohlräume innerhalb einer Glasmatrix aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Einheit 1), D) fragmentierter Spherul mit altertierten Resten der Glasmatrix in Matrixkarbonat aus dem Profil Rancho Nuevo (Einheit 1), E) Schlierenstruktur im Kontakt mit Mergelklasten und Matrixkarbonat aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Einheit 1), F) Glasklasten (Splitter), größtenteils altertiert in Matrixkarbonat aus dem Profil Rancho Nuevo

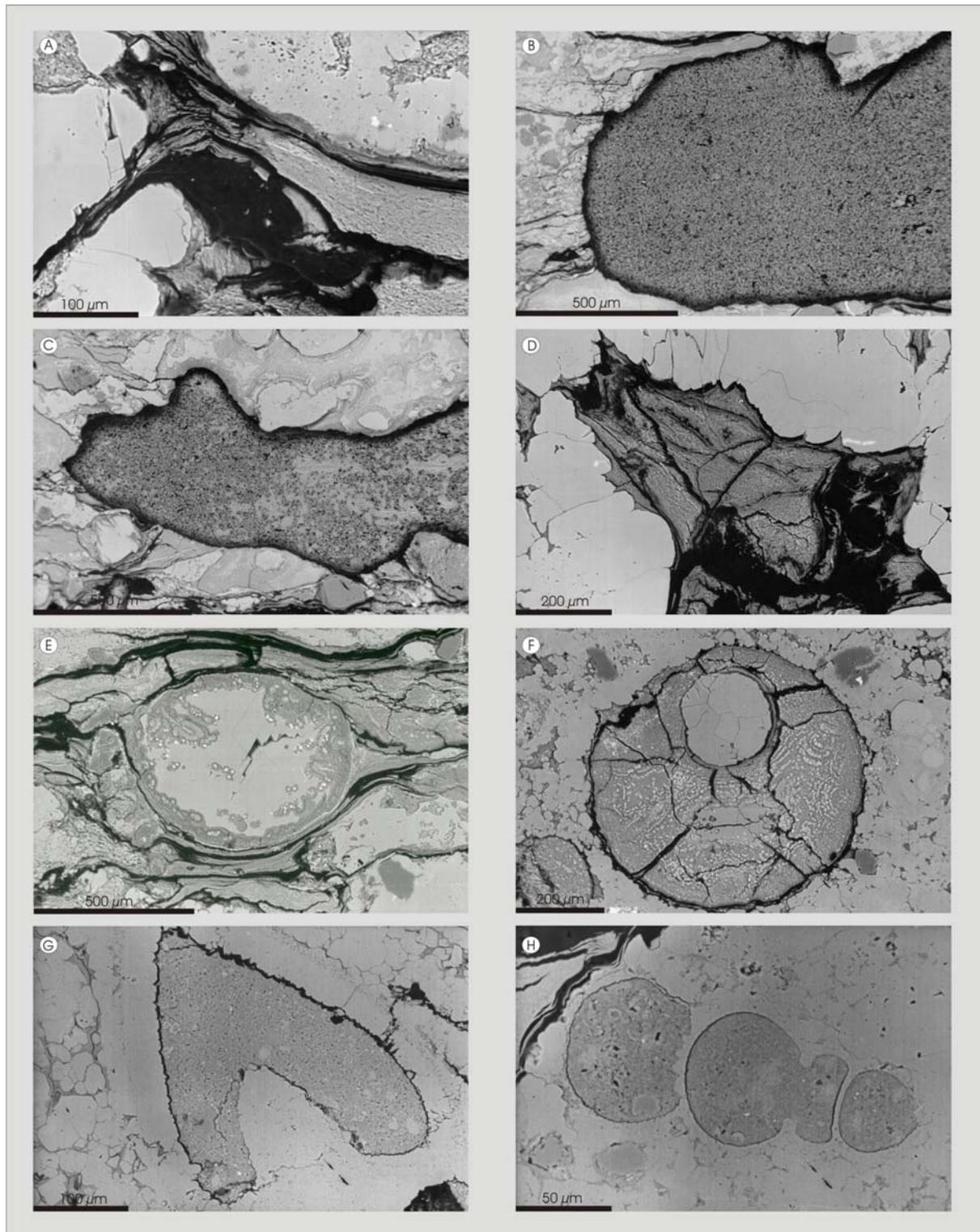
(Méndez I), G) wenig gerundeter Mergelklast innerhalb des Matrixkarbonat aus dem Profil Rancho Nuevo (Einheit 1) und H) eckige Mergelklasten in Matrixkarbonat aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Einheit 1).

PEN-II (Einheit 1): Dieser ejektaführende Bereich des Aufschlusses El Peñon zeigt weitgehend runde, nur selten ovoidale und wenig alterierte Spheruls und Splitter. In der Matrix konnten nur untergeordnet Schlierenstrukturen nachgewiesen werden. Als detritale Komponenten treten hier verhältnismäßig viel Plagioklas (Albit), Quarz und untergeordnet Glaukonit in Erscheinung. Die Matrix dieser Probe besteht aus mikritischem und nur untergeordnet aus sparitischem Karbonat. Die Spheruls liegen hier sowohl mit Karbonatverfüllung des zentralen Hohlraums (~80-85 %) als auch als massive Silikatspheruls und nur untergeordnet als Chlorit/Smektit-Spheruls (Taf. 4, A-C) vor.

PEN-III (Einheit 1): Die Spheruls der Probe PEN-III treten als überwiegend kreisrunde, nur selten ovale oder elonginale, gut erhaltene, massive Spheruls auf. Untergeordnet konnten wenige Spheruls beobachtet werden, die eine Karbonatverfüllung, selten eine Verfüllung mit Smektit, des zentralen Hohlraums zeigen. Die Matrix besteht aus mittel- bis grob-sparitischem Karbonat. In ihr wurden neben detritalen Komponenten wie Quarz und Feldspäten, auch Schlierenstrukturen sowie isolierte Splitter nachgewiesen.

PEN-IV (Einheit 1): Die sparitische Karbonatmatrix dieser Probe zeigt, neben nennenswerten Anteilen der detritalen Komponenten Quarz und Feldspat, einen relativ hohen Anteil von z.T. feinlaminierten Karbonatklasten (~4 %), Schlierenstrukturen sowie isolierten Splittern. Die fast durchweg kreisrunden und nur selten deformierten Spheruls dieser Probe zeigen einen nur sehr feinen bzw. dünnen Silikatsaum, während der Zentralteil bei fast allen Exemplaren mit feinsparitischem bzw. mikritischem Karbonat verfüllt ist.

PEN-OG I/II (Originäre Ejektalage): In der originären Ejektalage (vgl. 4.2.) des Profils El Peñon konnte, im Vergleich zu den anderen untersuchten Ejektalagen NE-Mexikos, verhältnismäßig viel Ejekta, überwiegend in Form von Splittern in einer durchgehend mikritischen Karbonatmatrix, nachgewiesen werden. Spheruls treten in diesem Horizont meist kreisrund, untergeordnet leicht elliptisch, massiv und mit nur sehr selten zu beobachtenden, sehr kleinen Hohlräumen, auf. Die Splitter dieses Horizontes zeigen, im Gegensatz zu jenen der anderen Ejektahorizonte NE-Mexikos, durchgehend stark irreguläre Formen („Splash-Form“; McCall, 2001) und Formen, die z.T. ein fluidales Gefüge aufweisen. Sowohl Splitter als auch Spheruls konnten durchweg, im Vergleich zu den anderen Ejektahorizonten, in sehr gutem und nur wenig alteriertem Zustand beobachtet werden. Sporadisch treten in der Matrix Quarz, Feldspat und selten einzelne Karbonatklasten auf.



Taf. 3: Rückstreuerelektronenbilder der Ejekta NE-Mexikos: A) Schlierenstruktur mit unregelmäßiger Verzweigung in Matrixkarbonat aus dem Profil Rancho Canales (Einheit 1), B) Glasklast (Splitter i.w.S.) aus dem Profil La Lajilla (Einheit 1), C) Glasklast (Splitter i.w.S.) mit deutlichen Alterationserscheinungen im Zentralteil aus dem Profil La Lajilla (Einheit 1), D) Glassplitter in Matrixkarbonat aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Méndez I), E) Schlierenstruktur mit sekundär karbonatverfülltem Hohlraum aus dem Profil El Mimbral (Einheit 1), F) weitgehend alterierter Spherul aus dem Profil Rancho Nuevo (Einheit 1) mit deutlich zu erkennendem karbonatverfülltem Hohlraum und Fe-Ti-reichen Lamellen, G) Glassplitter und H) Glasklast (Splitter i.w.S.) mit ballistischem Deformationsgefüge aus dem Profil El Mimbral (Einheit 1).

El Mulato

MULA-I (Einheit 1): Die kaum deformierten Spheruls des Profils El Mulato zeigen eine überwiegende Verfüllung des internen Hohlraums mit mikritischem Karbonat (Taf. 1, X-Z). Nur untergeordnet wurden Spheruls ohne interne Füllung (< 10 %) beobachtet. In der mikritischen Karbonatmatrix wurde ein deutlich zu erkennender pelitischer Anteil (Phyllit/Tonschiefer) in Form von einzelnen Klasten, Karbonatklasten, vereinzelte Schlierenstrukturen (Taf. 1, Z; Taf. 4, F), Splitter sowie wenige Foraminiferen in gut erhaltenem Zustand angetroffen. Ferner wurden vereinzelt mikrokristalline Spheruls beobachtet (Taf. 2, A, B).

Rancho Canales

RC-I/II (Einheit 1): In beiden Proben des Profils Rancho Canales wurden meist runde und leicht elonginale Spheruls beobachtet. Schlierenstrukturen treten hier nur selten auf (Taf. 3, A). Zumeist ließen sich hier isolierte Splitter beobachten. Die Matrix dieses Ejektahorizontes besteht aus mikritischem Karbonat, in welchem sich vereinzelt Quarz und Feldspat sowie kleine Mergelklasten nachweisen lassen.

La Lajilla

LJ-I (Einheit 1): In der Probe LJ-I dieses Aufschlusses wurden nur sehr vereinzelt Spheruls beobachtet. Die mikritische-sparitische Matrix zeigt einen deutlichen Anteil (~10 %) an Splittern (Taf. 3, B), Schlierenstrukturen und Karbonatklasten (~10 %). Ferner konnte stellenweise relativ frischer Biotit beobachtet werden.

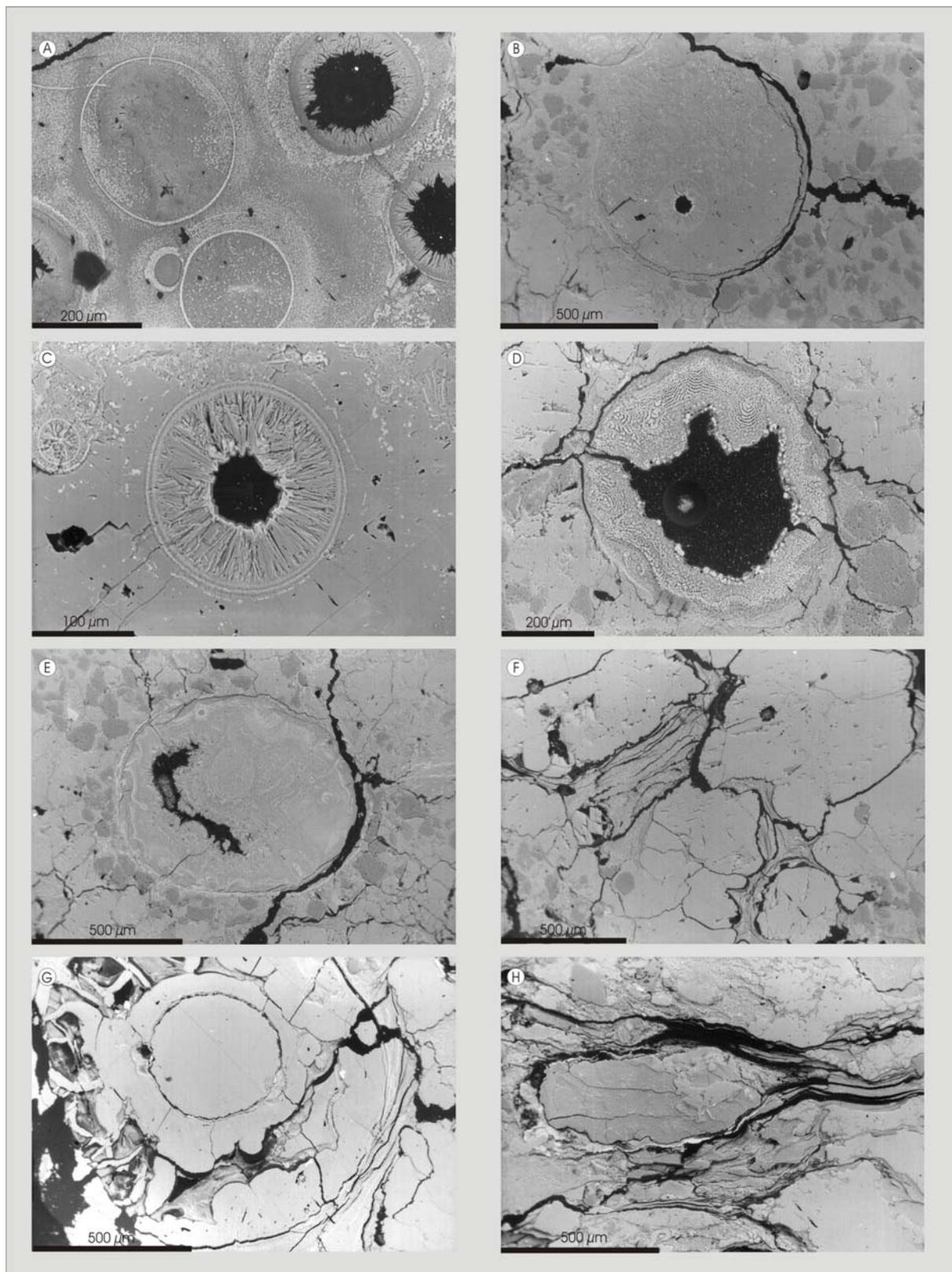
LJ-II (Einheit 1): In der Probe LJ-II wurden, ebenso wie in LJ-I, nur sporadisch Spheruls nachgewiesen. Als Ejektakomponenten treten hier überwiegend leicht alterierte Splitter (Taf. 3, C), sowie vereinzelt Schlierenstrukturen in Erscheinung. Die feinmikritische Matrix ist reich an organogenen Komponenten (Foraminiferen) und führt einen erwähnenswerten Anteil von Karbonatklasten (~5 %) sowie untergeordnet Quarz und Feldspat (2-3 %).

LJ-III (Einheit 1): Die mikritisch-sparitische Matrix dieser Lage zeigt einen deutlichen Anteil an Karbonatklasten (~10 %), Splittern und Schlierenstrukturen (~10 %), welche z.T. stark alteriert (Serizit, Smektit) sind sowie untergeordnet Quarz und Feldspat (~2 %) beinhalten. Spheruls treten hier, genau wie in LJ-I/II, nur sehr vereinzelt in Erscheinung.

El Mimbral

MIM-I (Einheit 1): Das Material des Aufschlusses El Mimbral zeigt gehäuft Spheruls mit dem beschriebenen zweiphasigen Aufbau, mit mikritischem Kern. Generell ist das Gefüge matrixgestützt mit karbonatischem Bindemittel, welches nur lokal rekristallisiert ist. Es besitzt einen großen Anteil an silikatischer Schmelze bzw. Schmelz-Schlieren.

In der Matrix finden sich vereinzelt sekundäre kubische Pyriteinzelkristalle. Quarzkörner mäßiger Rundung zeigen häufig Fluideinschlüsse (1-6 μm), die z.T. in Clustern gehäuft, bei Raumtemperatur 2-phasig erscheinen. Ferner konnten z.T. stark alterierte Splitter mit fluidaler Textur in rundlich-ovaler Form beobachtet werden.



Taf. 4 (S. 45): Rückstreuielektronenbilder der Ejekta NE-Mexikos: A) Smektit-Domänen innerhalb eines Chlorit/Smektit-Spherul aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), B) vollständig alterierter Spherul aus dem Profil El Peñon (Einheit 1) mit gut zu erkennender Smektitdomäne im unteren linken Bereich. In der Matrix lassen sich deutlich kleine, leicht alterierte Glassplitter erkennen. C) Vergrößerung der Smektitdomäne aus B, D) Ti- und Fe-reiche Lamellen innerhalb eines Chlorit/Smektit-Spherul aus dem Profil Rancho Nuevo (Einheit 1), E) vollständig zu Chlorit/Smektit alterierter Spherul des Profils El Mimbral (Einheit 1) mit lamellenartigen Kristallisationsräumen aus Smektit, F) Schlierenstrukturen mit unregelmäßiger Verteilung in Matrixkarbonat aus dem Profil El Mulato (Einheit 1), G) fragmentierter Spherul mit sekundär karbonatverfüllten Hohlräumen und H) durch Schlierenstrukturen umschlossener Karbonatklast aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Einheit 1).

MIM-I (Einheit 1): Die Spheruls dieser Probe sind meist deformiert und treten häufig ovoidal in Erscheinung (Taf. 1, A1, A2). Ferner konnten z.T. große (>2 mm) Schlierenstrukturen und Splitter beobachtet werden. Das mikritische Gefüge führt nur sporadisch Quarz und Feldspat (~2 %) sowie deutlich zu erkennende peroidale Karbonatklasten (~4 %).

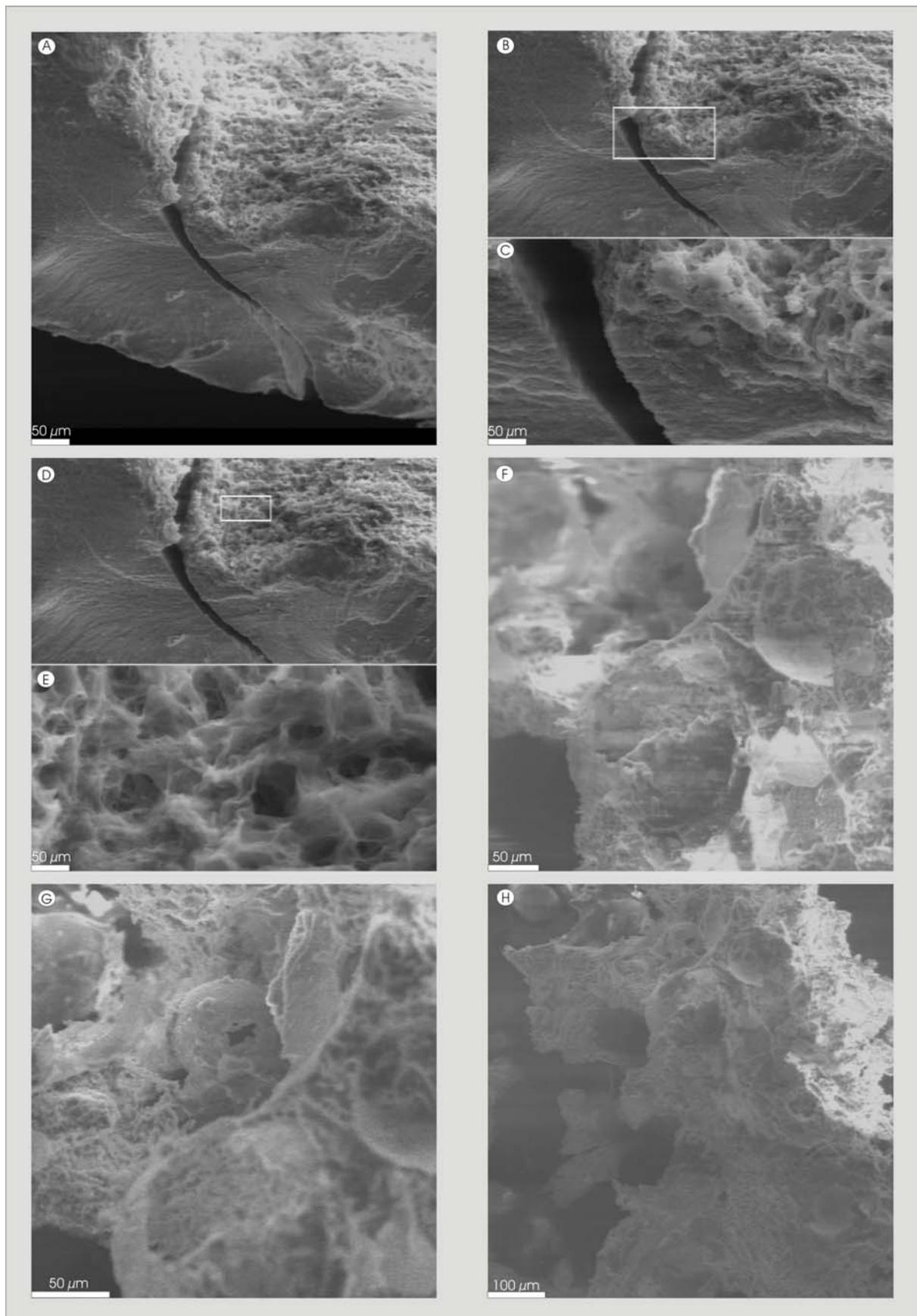
MIM-II (Einheit 1): Die Probe MIM-II im Profil El Mimbral zeigt, ebenso wie die der Probe MIM-I, ein auf mikritischem Kalk basierendes matrixgestütztes Gefüge. Neben den Spheruls, welche, wie im basalen Teil, im Karbonatkern Rekristallisationseffekte zeigen, finden sich jedoch auch Quarz, Glimmer (Muskovit), Plagioklas (Albit) sowie stark alterierte Schmelzfragmente und Schlierenstrukturen (Taf. 3, E). Untergeordnet konnten auch hier Klasten mit einer mikrokristallinen Matrix und Plagioklas-Phänokristalle beobachtet werden. Sporadisch sind hier sowohl Splitter als auch Spheruls mit ballistischem Deformationsgefüge zu erkennen (Taf. 3, G, H).

MIM-III (Einheit 1): Die Probe MIM-III zeigt eine deutliche Ähnlichkeit zur Lage MIM-II, jedoch unterscheidet sie sich durch einen höheren Quarz- und Feldspatanteil (4-6 %), ebenso steigen die Gehalte an Karbonatklasten (15-20 %) und akzessorischen Komponenten (Zirkon).

MIM-IV (Einheit 1): Auch diese Lage zeigt deutliche Ähnlichkeit zur Lage MIM-I, jedoch im Gegensatz zu letzterer ist ein deutlicher Anteil an Schmelzklasten und Schlierenstrukturen (10-15 %) sowie Quarz und Feldspat (2-3 %) zu verzeichnen. Spheruls sind nur untergeordnet (~3 %), in stark deformierter Form, zu beobachten.

MIM-V (Einheit 1): In der Probe MIM-V konnte ein relativ hoher Anteil organogener Komponenten (Foraminiferen), Karbonatklasten (10 %) sowie stellenweise Glaukonit und detritale Komponenten wie Quarz und Feldspat, innerhalb der mikritischen Matrix, nachgewiesen werden. Die nur vereinzelt auftretenden Spheruls sind ausnahmslos stark deformiert und überwiegend alteriert (Serizit, Smektit, Chlorit), genau wie die ebenfalls nur sporadisch auftretenden (vgl. MIM-I) Schlierenstrukturen und Splitter.

MIM-SPI (Einheit 1): Die deutlich in Erscheinung tretenden Schlierenstrukturen dieser Probe des Aufschlusses El Mimbral zeigen langgezogene, orbikular anmutende, parallele Bereiche in einer mikritisch-sparitischen Karbonatmatrix, in welcher sich ferner Quarzfragmente (~2 %) nachweisen lassen. Spheruls zeigen zum überwiegenden Teil



Taf. 5: Rasterelektronenmikroskopbilder der Ejekta NE-Mexikos: A) Querschnitt eines Glassplitters mit intakter Internstruktur, jedoch deutlich alterierter Oberfläche mit B/C) graduellem Übergang und D/E) der typischen Wabenstruktur der alterierten Silikatoberfläche aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), F) Pseudomorphosen von Spheruls und Reste der äußeren Silikathülle (vgl. Taf. 2, C) aus dem Profil El Mimbral (Einheit 1), G/H) einzelne, in einer Silikat-/Karbonatmatrix angeordnete

Spheruls mit zentralem Hohlraum aus dem Profil El Mimbral (Einheit 1). Das weiße Rechteck in B und D markiert den vergrößerten Ausschnitt des Bildes (C und D).

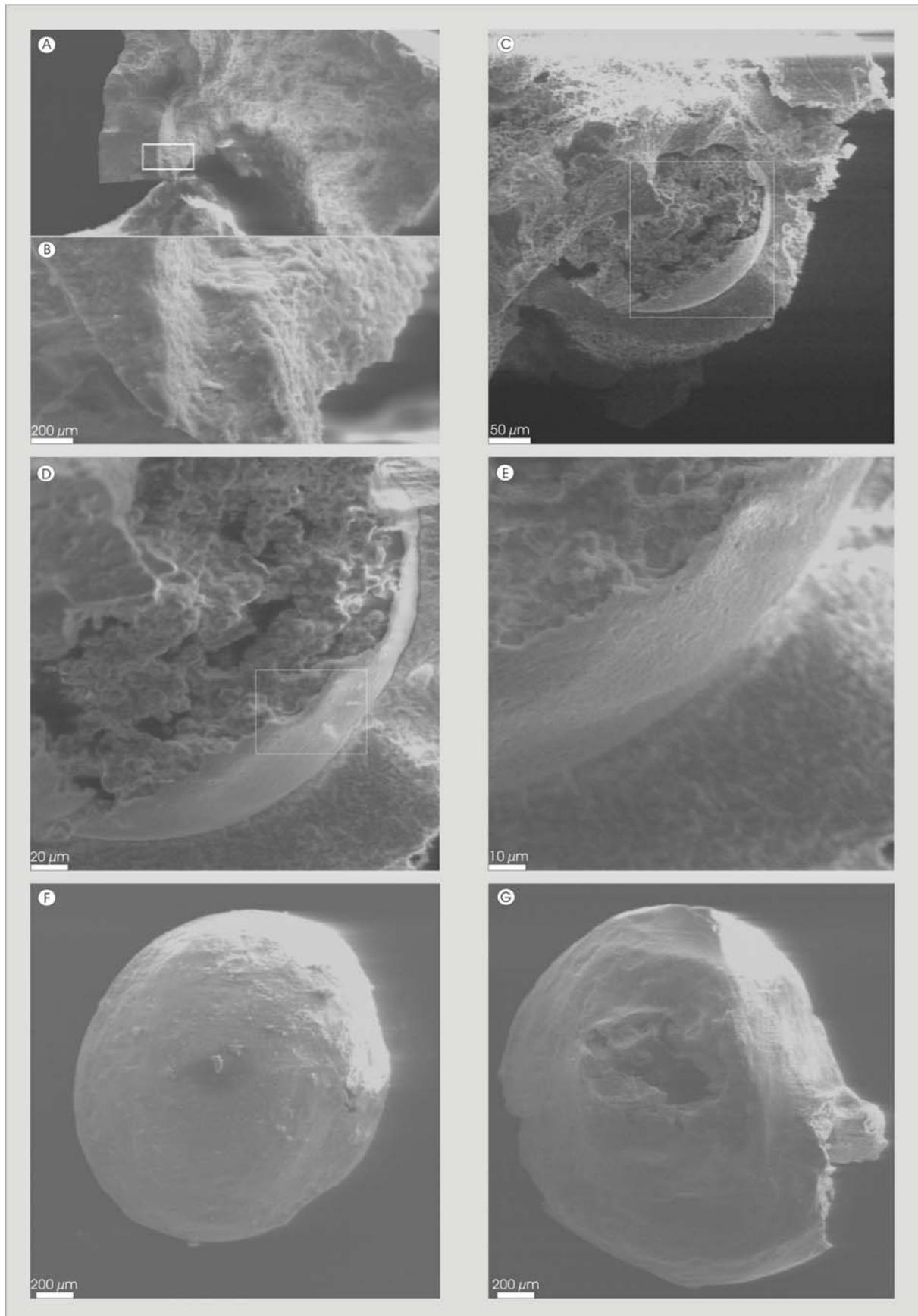
die typische Verfüllung des internen Hohlraums mit mikritischem Karbonat, liegen jedoch auch als homogene, massige, kompakte Formen ($\sim 4\%$) vor. Nur untergeordnet sind hier stark alterierte Spheruls (Smektit-Spheruls) (Taf. 4, E) sowie mikrokristalline Spheruls (Taf. 6, F, G) zu beobachten. In der Matrix konnten frische, isometrische Plagioklase (polysynthetische Albit-Zwillinge) sowie Glaukonit und Foraminiferen bzw. Foraminiferenfragmente beobachtet werden. Die Schlierenstrukturen zeigen meist eine deutliche Alteration und sind z.T. von einem Serizitsaum umgeben.

MIM-SP II (Einheit 1): Diese Probe des Aufschlusses El Mimbral zeigt einen hohen Anteil ($>10\%$) meist deformierter Spheruls sowie Schlierenstrukturen und Splitter (25-30 %) in einer mikritischen Karbonatmatrix. Untergeordnet konnten Quarz und Feldspat sowie Karbonat und Mergelklasten ($\sim 5\%$) und akzessorisch Glaukonit beobachtet werden.

Beloc

BEL-I (MU-1): Untersuchte Spheruls aus dem Profil Beloc (Haiti) zeigen eine homogene, nur wenig durch Hohlräume oder Blasenfüllung gestörte Struktur. Der überwiegende Anteil dieser hellgelben Spheruls ist namensgebend kreisrund oder leicht elonginal. Birnen- oder tropfenförmige Exemplare konnten nicht beobachtet werden. Splitter, die überwiegend sphäroidal und nur untergeordnet scherbilig auftreten, konnten nur sehr selten beobachtet werden. Schlierenstrukturen fehlen gänzlich. Alle Ejektatypen sind erstaunlich frisch und zeigen mikroskopisch nur leichte, meist zentral- oder proximal situierte Alterationserscheinungen. Die Matrix besteht aus mikritischem Karbonat, in dem nur sehr vereinzelt kleine Quarze und Plagioklase nachgewiesen wurden.

Basierend auf den durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen sowie anhand von Untersuchungen mittels Rasterelektronenmikroskop und Rückstreuielektronenbild (BSE), wurden zwei klar unterscheidbare Ejektatypen a) Spheruls und b) Splitter (Schlieren) innerhalb der Ejektahorizonte des Untersuchungsgebietes (vgl. 4.2.; Einheit 1, Méndez I, Méndez II) nachgewiesen (Taf. 1, A-A2). Desweiteren konnten innerhalb der Einheit 1 sporadisch sog. mikrokristalline Spheruls (Microkrystites; vgl. 5.2.3.) (Taf. 2, A, B; Taf. 6, C-E), ferner detritale Komponenten wie Quarz, Feldspat und Mergelklasten sowie postsedimentär-/diagenetische Komponenten (Pyrit/Baryt) beobachtet werden. In allen untersuchten Ejektahorizonten konnten dreiaxiale, bogenförmige und lamellenartige Ejektabbruchstücke nachgewiesen werden (Taf. 1, O; Taf. 3, D) (vgl. Istrate, 1978). Als Hauptmineralphase treten, neben dem häufig zu beobachtenden Smektit, auch



Taf. 6: Rasterelektronenmikroskopbilder der Ejekta NE-Mexikos: A) Bruchstück eines Spheruls mit B) deutlich zu erkennender Alteration der Oberfläche aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), C) Spherul bzw. Glassaum aus dem Profil El Peñon (Einheit 1), welcher Smekit umschließt (mikrokristalliner Spherul) und mit D) unregelmäßigem Kontakt zum E) kaum alterierten Silikat auftritt.

F) kompletter, isolierter Spherul aus dem Profil El Mimbral (Einheit 1) mit weitgehend ungestörter und nicht alterierter Oberfläche, G) isolierter Spherul aus dem Profil El Mimbral (Einheit 1) mit zu erkennendem internen Hohlraum mit weitgehend ungestörter und nur wenig alterierter Oberfläche (mikrokristalliner Spherul). Das weiße Rechteck in A, C und D markiert den vergrößerten Ausschnitt des Bildes (B, D und E).

Chlorit-Smektit, Chlorit und in einigen Fällen ($\sim 3\%$) auch Illit auf. Die sekundäre Smektit- bzw. Chloritbildung tritt häufig, ausgehend von Hohlräumen, in Erscheinung (Taf. 4, A-C). Hier zeigt sich eine deutliche Umwandlung und damit Zerstörung des ursprünglichen Silikatglases. Die Morphologie ist, namensgebend, häufig kugelförmig (Taf. 1, S-W), seltener leicht elliptisch-elonginal (Taf. 1, A-D) und nur in Ausnahmefällen tropfen- oder birnenförmig (Taf. 1, O; Taf. 3, H). Oft ist ein matrixgestütztes Gefüge zu erkennen, das nur stellenweise in ein korngestütztes Gefüge übergeht. Die Größe der Spheruls schwankt zwischen 50–450 μm , nur in Ausnahmefällen konnten Exemplare, entsprechend den Beschreibungen von Donnelly & Chao (1973), McCall (2001) und Montanari & Koeberl (2002), mit einer Größe von 450–900 μm ($< 1\text{ mm}$) beobachtet werden. Extrem große Spheruls mit einem Durchmesser von bis zu 25 mm, wie sie von Longoria & Grajales (1993) beschrieben werden, konnten nicht nachgewiesen werden. In der Regel konnten interne Gefüge wie Blasen und Schlieren (Taf. 1, A-D; 2, D, E), sowie FeO-, K₂O- und TiO₂-reiche Einschlüsse (Lamellen) (Taf. 3, F) (Izett, 1991; Bohor & Glass, 1995; Smit, 1999; Schulte, 2003), wie sie auch in anderen Impakthorizonten vorkommen (McCall, 2001), beobachtet werden. Hohlräume, überwiegend kreisrund oder leicht elliptisch, konnten in allen untersuchten Ejektahorizonten innerhalb der Spheruls, nachgewiesen werden. Lediglich die Spheruls der originären Ejektaalage (PEN-OG I/II) des Profils El Peñon zeigen kaum Hohlräume und treten durchweg als massive Formen auf. Schlieren, welche häufig in direktem Zusammenhang mit Spheruls auftreten, zeigen hinsichtlich ihrer mineralogischen Beschaffenheit keinen Unterschied und bestehen optisch aus dem gleichen Material wie die Spheruls selber (Taf. 2, E; Taf. 3, A, E). Viele der untersuchten Spheruls zeigen einen zweiphasigen Aufbau. Der interne Teil wird zumeist aus (1) Karbonat in Form von mikritischem Karbonat aufgebaut, der von (2) silikatischer Matrix umgeben ist. In den meisten Fällen werden diese Phasen von einer sehr feinen, i.d.R. nur wenige μm (1–4 μm) dicken (3) äußeren Silikathülle umgeben, die teilweise zu Chlorit-Smektit oder anderen Alterationsprodukten (Smektit, Palagonit ?) umgesetzt sein kann (Taf. 1, K-N; Taf. 4, G). Zum Teil erschienen diese Spheruls in einem Internzusammenhang mit Schlierenstrukturen (Taf. 3, E). Der Zentralteil dieser schliereninternen Hohlräume, der mit mikritischem Karbonat verfüllt ist, tritt oft als kreisrunder Körper in Erscheinung (Taf. 3, E). Diese Hohlräume, welche von Silikatmaterial der Schlierenstruktur umschlossen sind, stehen somit im Gegensatz zu echten, massiven Spheruls. Ferner konnten Chlorit-Smektit-reiche Körper sowie Smektite, die ebenfalls von einem feinen, 1–4 μm mächtigen Glassaum umschlossen sind (mikrokristalline Spheruls), beobachtet werden (Taf. 2, A, B; Taf. 6 C-E). In der Regel treten Splitter in einem Verband mit

Schlierenstrukturen auf und sind in der dreidimensionalen Betrachtung als zusammenhängende Strukturen zu identifizieren. Aus diesem Grund werden Splitter im Folgenden den Schlierenstrukturen gleichgesetzt. Insgesamt erscheinen diese stets nachweisbaren Splitter gegenüber den untersuchten Spheruls, in denen in allen untersuchten Profilen, mit Ausnahme des Profils El Peñon (PEN-OG I/II), häufiger Alterationsstrukturen nachgewiesen werden konnten, aus mikroskopischer Sicht deutlich frischer. Innerhalb der Einheit 1 lassen sich in allen Profilen NE-Mexikos, im Vergleich zum liegenden Méndez-Mergel, hohe Karbonat- (bis 71 Gew. %) und C_{Org}-Gehalte (bis 1.8 Gew.%) beobachten.

7.1.2. Mikrofazies der Ejektahorizonte

Die Ejektahorizonte der untersuchten Profile lassen sich, basierend auf den durchgeführten mineralogisch- petrographischen Untersuchungen, in sechs unterschiedliche Mikrofaziestypen einteilen. Die Mikrofaziestypen I–VI können sowohl lateral als auch vertikal, graduell miteinander verzahnt sein, während es sich bei den Mikrofaziestypen V und VI um lokal eng begrenzte Sondermikrofaziestypen handelt. Die folgenden Mikrofaziestypen entsprechen hierbei nicht der durch Schulte et al. (2003) entwickelten Faziesbeschreibung.

Mikrofaziestyp I: Dieser Mikrofaziestyp charakterisiert sich durch ein überwiegendes Auftreten von matrixgestützten Bereichen. Neben Spheruls finden sich hier sowohl Glassplitter und Schlierenstrukturen, als auch überwiegend isolierte und nicht miteinander zusammenhängende Strukturelemente (vgl. Mikrofaziestyp II).

Mikrofaziestyp II: Der Mikrofaziestyp II ist charakterisiert durch ein überwiegend korngestütztes Gefüge, in dem sich neben Spheruls auch andere Formen der Ejekta (Glassplitter, Schlierenstrukturen) finden. Lagig anmutende Partien (amalgamiert) treten hier gehäuft auf. Ferner können in diesem Mikrofaziestyp alle Arten detritaler Komponenten (vgl. 7.1.1.) auftreten.

Mikrofaziestyp III: In diesem Mikrofaziestyp treten sowohl korn- als auch matrixgestützte Bereiche auf. Neben hohem Anteil von detritalen Komponenten bis 20 Vol.%, können in diesem Mikrofaziestyp alle Arten von Ejekta (Spheruls, Ejektaglas bzw. Glasfragmente) als auch Karbonat- und Mergelklasten auftreten.

Mikrofaziestyp IV: Der Mikrofaziestyp IV wird durch ein chaotisch anmutendes, partiell korngestütztes Gefüge ohne erkennbare Ordnung repräsentiert. Als unregelmäßig verteilte Komponenten finden sich alle Typen von Ejektamaterial (Spheruls, Ejektaglas bzw. Glasfragmente), sedimentäre Klasten (Karbonat und Mergel) sowie detritale Komponenten (Quarz/Feldspat).

Mikrofaziestyp V: Dieser Mikrofaziestyp besteht aus einem matrixgestützten Gefüge, in welchem sich in chaotischer Anordnung sedimentäre Klasten (Feldspat, Karbonate, Quarz) sowie, in feinen Lagen, Schlierenstrukturen nachweisen lassen. Bei diesem Mikrofaziestyp handelt es sich um einen Sondermikrofaziestyp, der, sofern nachweisbar,

in den untersuchten Profilen horizontal eng begrenzt, mit einem Übergang zur Mikrofazies des Typ VI in Erscheinung tritt.

Mikrofaziestyp VI: Dieser Mikrofaziestyp besteht aus einem matrixgestützten Gefüge, in dem sich unregelmäßig und ohne erkennbare Anordnung meist zerbrochene, fragmentierte Spheruls nachweisen lassen. Genau wie auch bei dem Mikrofaziestyp V, handelt es sich bei diesem um einen Sondertyp, der im Rahmen der vorliegenden Arbeit nur in dem Profil Mesa Juan Perez nachgewiesen wurde. Sowohl innerhalb der untersuchten Dünnschliffe, als auch bei der makroskopischen Ansprache der spherulführenden Lagen im Gelände sowie an polierten Handstücken wurden häufig lagige, z.T. rhythmisch auftretende Partien aus Glasschlieren beobachtet. Diese zeigen in allen untersuchten Profilen lokal zusammenhängende Strukturen, die vertikal mehrfach wiederholt auftreten können. Insgesamt zeigt sich, dass eine klare Unterteilung der ejektaführenden Lagen NE-Mexikos in Mikrofaziestypen (Tab. 3) nur bedingt möglich ist, was durch die mineralogisch-petrographischen Untersuchungen (vgl. 7.1.1.) unterstützt wird. Auch bei diesen Untersuchungen ist es grundsätzlich nur schwer möglich, eine einheitliche mikroskopische Charakterisierung der Ejektahorizonte vorzunehmen, da sowohl lateral als auch horizontal deutliche, schnelle und engräumige Änderungen der Fazies in Erscheinung treten.

Tab. 3.: Vergleich und Abschätzung der mittleren Zusammensetzung der untersuchten Ejektalagen sowie die Einteilung in Mikrofaziestypen nach Dünnschliffuntersuchungen (n=167). ¹⁾ Nach Stüben et al. (2002).

	Horizont	Spheruls (in Vol.%)	Karbonat Klasten (in Vol.%)	Ejekta Fragmente (in Vol.%)	Mittlerer Durchmesser der Spheruls	Maximaler Durchmesser der Spheruls	Gefüge- Typ	Detritale Komponente (Qtz, Fdsp in Vol.%)	Mikro- fazies Typ
Rancho Nuevo	Einheit 1	8-25%	5-10%	35%	~0.8 mm	6 mm	Massig Kompakt	10%	I
	Méndez I	< 5%	20%	<5%	~0.4 mm	4 mm		5%	
Mesa Juan- Perez	Einheit 1	10-30%	5%	20-30%	~0.6 mm	7 mm	Massig Kompakt Kompakt	15%	II
	Méndez I	5-10%	-	5%	~0.5 mm	6 mm		-	
	Méndez II	5-10%	-	5%	~0.5 mm	6 mm		-	VI
El Mimbral	Einheit 1	15-20%	10%	10-20%	~0.6 mm	14 mm	Massig	2-3 %	I/II/IV
La Sierrita	Einheit 1	20%	25%	40%	~0.6 mm	9 mm	Massig	5%	I
El Peñon	Einheit 1	30%	10%	5%	~0.7 mm	8 mm	Massig Massig	15-20%	III
	Originäre Ejektalage	15%	<5%	25-35%	~0.3 mm	0.7 mm		5%	
La Lajilla	Einheit 1	15-25%	10%	10%	~0.5 mm	8 mm	Massig	10%	I
El Mulato	Einheit 1	20%	15%	30%	~0.7 mm	9 mm	Massig	10%	I/II
Rancho Canales	Einheit 1	5-20%	15%	20%	~0.5 mm	8 mm	Massig	15%	I/IV
Beloc	MU1 ¹⁾	30%	<5%	<3%	~0.7 mm	25 mm	Kompakt	<10%	II

7.1.3. Geochemie der Ejekta (Spheruls und Splitter)

Die Ergebnisse der Hauptelementuntersuchungen mittels Elektronenstrahlmikrosonde sind im folgenden den jeweiligen Lokalitäten zugeordnet und nach den zwei Haupttypen, Spheruls und Splitter (vgl. 7.1.1.), unterteilt. Eine Übersicht der Messergebnisse gibt Tabelle 8. Die Einzelmessergebnisse finden sich im Anhang (13). Die in Bezug auf die folgenden ternären Diagramme (S. 56 ff.) bezeichneten Minerale und Gesteine entsprechen im vorliegenden Fall deren normativer Zusammensetzung (McLennan, 1989; Lentz, 2003; Nesbitt, 2003; McLennan et al., 2003). Als dominante, häufig

auftretende und klar unterscheidbare Hauptgruppen treten vier Typen, darunter a) Si-Al-K- und b) Si-Ca-reiche Glastypen sowie c) Chlorit- und d) Chlorit-Smektit-reiche Phasen auf. Untergeordnet wurde ein weiterer Si-Al-Mg/Na-reicher Glastyp nachgewiesen (Tab. 5). Im überwiegenden Teil der Profile wurden darüber hinaus Fe-/Ti-reiche Phasen als Internstrukturen beobachtet. Alle oben genannten Ejektatypen lassen sich in den untersuchten Profilen NE-Mexikos nachweisen. Eine eindeutige Dominanz bestimmter Gruppen innerhalb des Untersuchungsgebiets konnte nicht belegt werden. Die Bandbreite der Elementkonzentrationen innerhalb der untersuchten Ejektalagen als auch innerhalb der Ejekta selber, zeigt eine deutlich heterogene Zusammensetzung (vgl. Schulte, 2003). Die ermittelten Summen (Σ) variieren z.T. deutlich (vgl. 6.3.), liegen jedoch mit Mittelwerten ≥ 80 Gew.% in einem Bereich, wie er auch durch andere Autoren für die Ejekta NE-Mexikos (Kettrup, 2002; Schulte, 2003) beschrieben wurde. Insgesamt liegt dieser Bereich jedoch deutlich unter den Summen, wie sie als typisch für Impaktejekta anderer Krater (Koeberl, 1994; Heinen, 1997; McCall, 2001; Montanrie & Koeberl, 2002) bzw. für natürliche Gläser (Heide, 1989; Bouska & Maslowska, 1993) beschrieben werden (Tab. 4). Dies ist auf die Hydratisierung infolge der diagenetischen Alteration zurückzuführen (Thein, 1987; Heinen, 1997; Glass et al., 1997).

Tab. 4: Elementvariationsbereiche für unterschiedliche Impaktejekta, die Ejekta des Arbeitsgebietes sowie die Durchschnittszusammensetzung der der kontinentalen Kruste. Daten nach McCall (2001), ¹⁾Daten der vorliegenden Arbeit. Angaben in (Gew.%).

	Muong Nong Indochinites	Austral- asiatische Tektite	Nordamerikanische Tektite	Zentraleuropäische Tektite (Moldavite)	Ivory Coast Tektite	Durchschnitt der Kontinen- talen Kruste	¹⁾ NE- Mexiko
SiO₂	77.1-81.7	64.8-79.7	71.9-83.6	74.9-85.1	66.2-69.3	66.0	23-74
TiO₂	0.53-0.72	0.49-1.00	0.42-1.05	0.24-1.40	0.52-0.61	0.50	0.1-0.7
Al₂O₃	8.58-11.4	8.90-17.7	9.50-17.6	7.32-13.8	15.8-17.7	15.2	8-21
FeO	3.18-4.15	3.57-8.63	1.83-5.75	1.08-3.50	5.84-6.80	4.50	4-17
MnO	0.07-0.10	0.07-0.21	0.02-0.08	0.03-0.09	0.04-0.07	0.08	0-0.5
MgO	1.19-1.65	1.31-7.95	0.37-0.95	1.13-2.74	2.64-4.39	2.2	1-9
CaO	1.03-1.63	1.37-9.77	0.40-0.96	0.95-3.17	0.71-1.61	4.2	1-25
Na₂O	0.77-1.07	0.62-1.56	0.70-1.84	0.20-1.08	1.53-2.44	3.9	0.2-2
K₂O	2.24-2.55	1.34-2.81	1.60-2.51	2.23-3.81	1.70-2.08	3.4	0.2-5
Total	94.6-104.9	82.4-129.3	86.7-114.3	88.0-114.6	94.9-105	99.98	81-100

Mittels der durchgeführten mikroskopischen, elektronenstrahlmikrosonden- und raster-elektronenmikroskopischen Untersuchungen konnten die o.g. Haupttypen (Si-Al-K-, Si-Ca-, Si-Al-Mg/Na-Gläser, Chlorit-/Smektit) erkannt und deren ejektinterne Verbreitung belegt werden. Darüber hinaus konnten die häufig zu beobachtenden Phasenübergänge der Glasalteration dokumentiert werden (Taf. 4, A-C; Taf. 5, A-E). Unter anderem lassen sich hier deutliche Alterationserscheinungen bis hin zur völligen Umsetzung zu Chlorit-/Smektit (Taf. 4, A-C) (Adate et al., 1996; Keller et al., 2003a, 2003b) der Internstruktur (Wabenstruktur, Taf. 5, A-E; Keller et al., 2003b) der Spheruls beobachten. Die häufig zu erkennenden Chlorite und Smektite, die von einer äußeren Silikathülle umgeben sind (Taf. 2, A, B; Taf. 6, A-E), müssen im Gegensatz zu letztgenannten als Einschlüsse (mikrokristalline Spheruls) und nicht als Alterationsphänomene gedeutet werden. Stichprobenartig wurde sowohl die Karbonathohlraumfüllung innerhalb der Ejekta

als auch der Matrixkarbonate untersucht, wobei keine Unterschiede in Hinblick auf die chemische Zusammensetzung und Elementverteilung innerhalb der Karbonate zu beobachten waren.

Chlorit- und Chlorit-Smektit-Typ: Dieser Typ wird gekennzeichnet durch vergleichsweise hohe FeO- und MgO-Anteile (Tab. 5) bei geringer Konzentration von SiO₂ (Newman & Brown, 1987; Deer et al., 1992; Tab. 5). Für die untersuchte Ejekta lassen sich so Klinochlor (Mg-reich) und Chamosit (Fe-reich) unterscheiden. Aufgrund des variablen Chemismus der Smekтите wurde der Nachweis mittels Röntgendiffraktometrie an Bulk-Material überprüft.

SiO₂-reiche Ejekta: Diese sind durch einen vergleichsweise hohen Anteil an SiO₂ und einen variablen Anteil an Al₂O₃, K₂O, FeO und CaO charakterisiert, weshalb sich eine weitere Unterteilung in Si-Al-K- und Si-Ca-reiche Gläser vornehmen lässt (Tab. 5). Selten konnten Si-Al-Mg/Na-dominierte Gläser nachgewiesen werden. Der Variationsbereich der untersuchten Elemente innerhalb der SiO₂-reichen Ejekta unterliegt zum Teil starken Schwankungen, die durchgehend in allen untersuchten Profilen beobachtet werden konnten (Tab. 5).

Tab. 5: Typische Elementvariationsbereiche der im Ejektamaterial des Untersuchungsgebiets auftretenden Chlorit-/Smektit-Phasen, Si-Al-K- und Si-Ca-reichen Gläser sowie der FeO-, TiO₂- und K₂O-reichen Internstrukturen. ¹⁾Referenzdaten nach Deer et al. (1992).

	SiO ₂ (Gew.%)	TiO ₂ (Gew.%)	Al ₂ O ₃ (Gew.%)	FeO (Gew.%)	MnO (Gew.%)	MgO (Gew.%)	CaO (Gew.%)	Na ₂ O (Gew.%)	K ₂ O (Gew.%)	Total (Gew.%)
Chlorit-Smektit	31-41	0-0.5	17-26	5-25	0-0.10	8-17	<1	0-0.2	0-0.9	85-92
Chlorit¹⁾	22-32 ¹⁾	0-0.8 ¹⁾	7-27 ¹⁾	0.2-4.4 ¹⁾	0.02-38 ¹⁾	1-34 ¹⁾	0.16-1 ¹⁾	0-0.1 ¹⁾	0-0.9 ¹⁾	93-100 ¹⁾
Si-Al-K Gläser	42-58	0.1-1	23-32	2-8	0-0.09	2-7	<1	0-0.1	3-9	89-100
Si-Ca Gläser	45-61	0.1-0.6	11-22	2-14	0-0.07	2-11	1-9	0-3	0.2-4	88-97
Internstrukturen	22-34	0.1-4	10-19	5-19	0-0.08	1-6	<1	0-0.9	0-2	84-91

Zusammensetzung der Internstrukturen-/Texturen: In zahlreichen Spheruls des Untersuchungsgebiets konnten interne, schlierenartige Texturen beobachtet werden. Hierbei handelt es sich um FeO- und TiO₂-, sehr vereinzelt auch FeO/TiO₂- und K₂O-reiche Lamellen, welche sich alternierend, meist zentral von einem Punkt ausgehend, lateral fortsetzen und zum Teil ineinander verlaufen (Taf. 3, F; Taf. 4, D). Charakteristisch treten hier vergleichsweise hohe Gehalte an FeO und TiO₂ auf, die ausnahmslos in einer Chlorit-/bzw. Chlorit-Smektit Matrix auftreten (Tab. 5, Internstrukturen).

Die durchgeführte Clusteranalyse (vgl. 13) bestätigt, dass es sich im Wesentlichen um die o.g. Chlorit-/Chlorit-Smektit-Phasen sowie Si-Al-K-, Si-Ca- und Si-Al-Mg/Na-reiche Gläser handelt. Beim Auftreten der Si-Al-K- sowie Si-Al-Mg/Na-Silikattypen innerhalb der Ejektatypen lässt sich zwischen beiden keine Dominanz erkennen. Während sowohl bei den Spheruls als auch bei den Glassplittern Si-Al-K- sowie Si-Al-Mg/Na-reiche Gläser vorherrschen können, wurden die Si-Ca-reichen Glasphasen deutlich häufiger in den untersuchten Spheruls (La Lajilla, Mesa Juan-Perez; Méndez I/II) nachgewiesen. Letztere

wurden lediglich bei einigen Splittern beobachtet. Die bei Linienmessungen lokal häufig auftretende hohe CaO-Konzentration muß hierbei sekundären Karbonatfüllungen zugeschrieben werden (vgl. 7.1.1.). Binäre Mischungen für Karbonat und Silikat, wie sie z.B. für die Ejekta des Aufschlusses Beloc nachgewiesen wurden (Stüben et al., 2002), konnten nicht beobachtet werden. Hinsichtlich der Zusammensetzung der Ejekta in den Profilen Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez, wo neben dem ejektaführenden Horizont der Einheit 1 eine bzw. zwei weitere ejektaführende Lagen (Méndez-I/II) auftreten (vgl. 4.2.), lassen sich keine signifikanten Unterschiede der einzelnen Lagen untereinander sowie der Ejektatypen innerhalb einer Lage eines Profils beobachten (vgl. ternäre Diagramme, S. 56 ff.). Hierbei handelt es sich um das gleiche Material. Der Verwitterungsgrad (CIA) (bzw. die Chloritisierung der Ejekta) läßt sich nach der Formel $CIA = 100(\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}])$ ausgehend von der Basis siliziklastischer Sedimente und Gesteine quantifizieren (vgl. Nesbitt, 2003). Er ist in den untersuchten Spheruls nur unwesentlich höher als bei den Glassplittern (Abb. 9, S. 65). Während in nur wenigen Profilen eine mäßige Verwitterung (Rancho Nuevo, Einheit 1; Mesa Juan-Perez, Einheit 1; Rancho Canales, Einheit 1) beobachtet wurde, zeigen alle untersuchten Spheruls, insbesondere aber die der Profile Rancho Nuevo (Méndez I), Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Méndez I/II), El Peñon (Einheit 1) sowie La Lajilla (Einheit 1) und El Mimbral (Einheit 1), einen erhöhten Verwitterungsgrad. Entsprechend zeigen sowohl Spheruls als auch Splitter eine Häufung im CIA-Wertebereich $>70\%$. Hinsichtlich der deutlich in Erscheinung tretenden Chlorit-/Smektit-Bereiche (vgl. 7.1.1.), besteht innerhalb der beiden Ejektatypen keine systematisch erkennbare Dominanz einer der o.g. Mineralphasen. Lediglich das Fe-reiche Endglied des Chlorit, Chamosit, wurde ausschließlich im Spherul-Typ nachgewiesen. Der überwiegende Anteil der Chlorit-/Smektit-Phasen der Ejekta wird somit durch den Klinochlor bestimmt. Die in Tab. 6 aufgeführten Elemente treten in unterschiedlichen Profilen sowie unterschiedlichen Ejektatypen mit signifikant hohen Konzentrationen auf. So konnten u.a. in den Profilen Rancho Canales (Einheit 1, Spheruls/Splitter), Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Spheruls; Méndez II, Spheruls/Splitter), El Peñon (Einheit 1, Spheruls) im Vergleich erhöhte TiO_2 -Gehalte nachgewiesen werden. In dem Profil Mesa Juan-Perez (Méndez I, Spheruls/Splitter) wurden dagegen erhöhte FeO- sowie in den Profilen El Mulato (Einheit 1, Splitter) und El Mimbral (Einheit 1, Splitter) erhöhte Cr_2O_3 -Gehalte nachgewiesen (vgl. Tab. 6). Darüber hinaus wurde in den Profilen El Peñon (Einheit 1, Splitter), Rancho Nuevo (Méndez I, Splitter), El Mimbral (Einheit 1, Splitter) und La Lajilla (Einheit 1, Spheruls/Splitter) eine deutliche Erhöhung des Na_2O -Gehalts gegenüber den anderen untersuchten Profilen nachgewiesen (Tab. 6).

Elementverteilungsbilder: Die mittels Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführten Messungen an Spherul- und Splittermaterial der Profile Rancho Nuevo (Einheit 1), Mesa Juan-Perez (Einheit 1), El Peñon (Einheit 1) und El Mimbral (Einheit 1) in Form von Ele-

mentverteilungsbildern (Flächenmessungen) zeigen für die o.g. Ejektypen deutliche Unterschiede. Während sich in den SiO₂-reichen Bereichen der Spheruls deutliche Anteile von FeO, Al₂O₃ sowie MgO nachweisen lassen konnten (Taf. 7, A, B), treten in der Ejekta des Splitter-Typs (Taf. 8, A, B) erhöhte Al₂O₃-Konzentrationen auf. Ferner sind hier, in den Bereichen deutlich alterierter Gläser (Wabenstrukturen, vgl. Taf. 5, A-E; Keller et al., 2003b), erhöhte Karbonatgehalte zu beobachten.

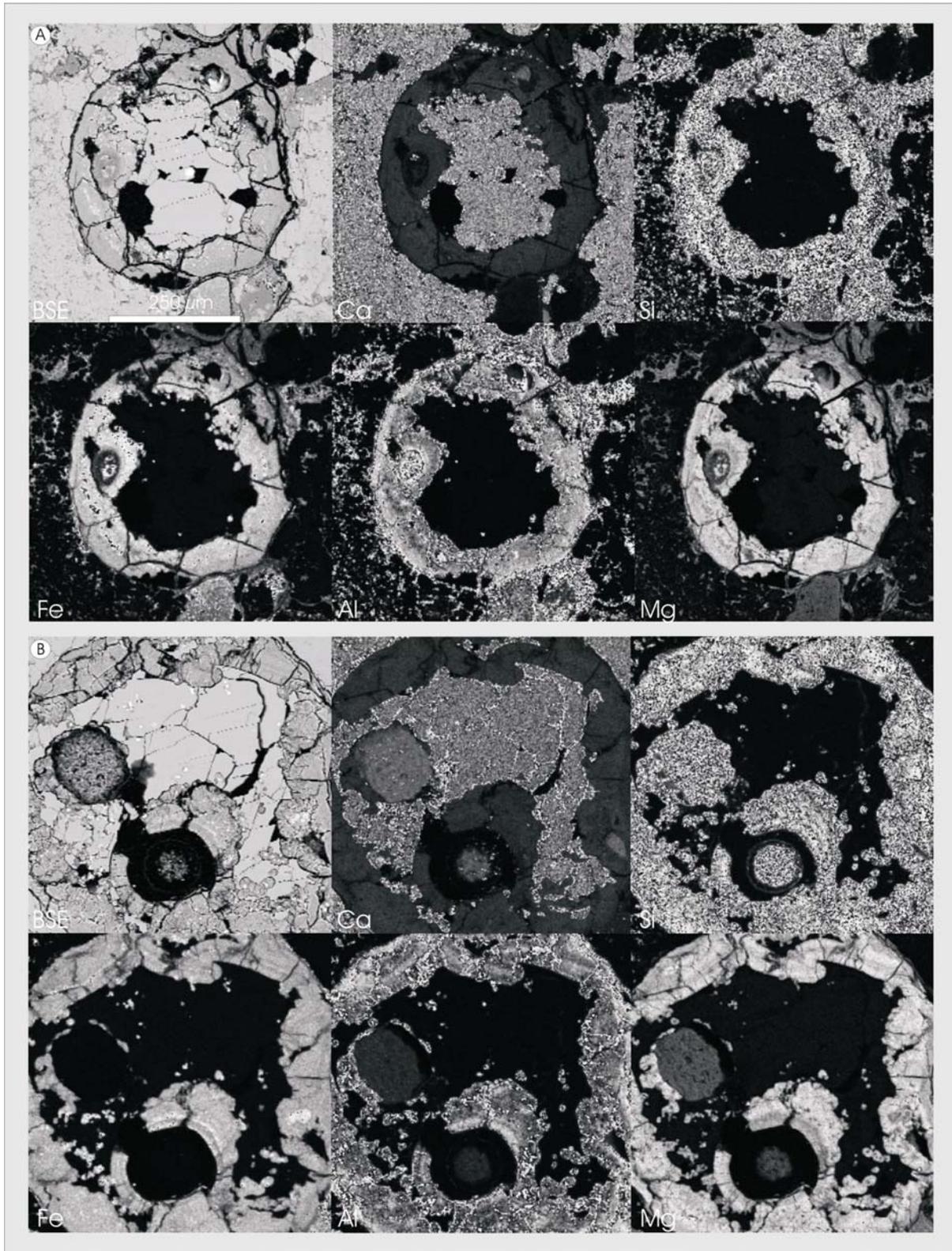
Tab. 6: Verteilung relativ erhöhter Konzentrationen bestimmter Elemente für die untersuchten spherulführenden Horizonte (Bulk) der Profile Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez, El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla, El Mimbral und Beloc. Signatur: +: leicht erhöht, ++: stark erhöht, Ø: ohne signifikante Änderung. Signatur der Ejektahorizonte: ¹)Einheit 1, ²)Méndez I, ³)Méndez II.

	Typ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO
Rancho Nuevo	Spherul	Ø	Ø	Ø	+ ¹	Ø	++ ¹	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
	Splitter	+ ²	Ø	Ø	+ ¹	Ø	Ø	Ø	++	Ø	+ ²	Ø	Ø
Mesa Juan-Perez	Spherul	+ ³	+ ¹	Ø	Ø	+3	Ø	Ø	++ ³	+ ³	++ ²	Ø	Ø
	Splitter	+ ³	+ ³	Ø	+ ²	Ø	++ ^{1/2}	+ ¹	++ ³	Ø	Ø	Ø	Ø
El Peñon	Spherul	+	++	Ø	+	Ø	++	+	Ø	++	Ø	Ø	Ø
	Splitter	+	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	+	++	Ø	+	Ø	Ø
El Mulato	Spherul	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
	Splitter	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	++	Ø
Rancho Canales	Spherul	Ø	++	Ø	+	Ø	++	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
	Splitter	Ø	++	Ø	+	Ø	++	Ø	+	Ø	Ø	Ø	Ø
La Lajilla	Spherul	+	Ø	Ø	Ø	+	Ø	Ø	++	+	++	Ø	Ø
	Splitter	+	Ø	Ø	Ø	+	Ø	Ø	+	Ø	Ø	Ø	Ø
El Mimbral	Spherul	Ø	+	Ø	Ø	Ø	Ø	+	Ø	+	+	Ø	Ø
	Splitter	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	+	++	Ø	Ø	++	Ø
Beloc	Spherul	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	+

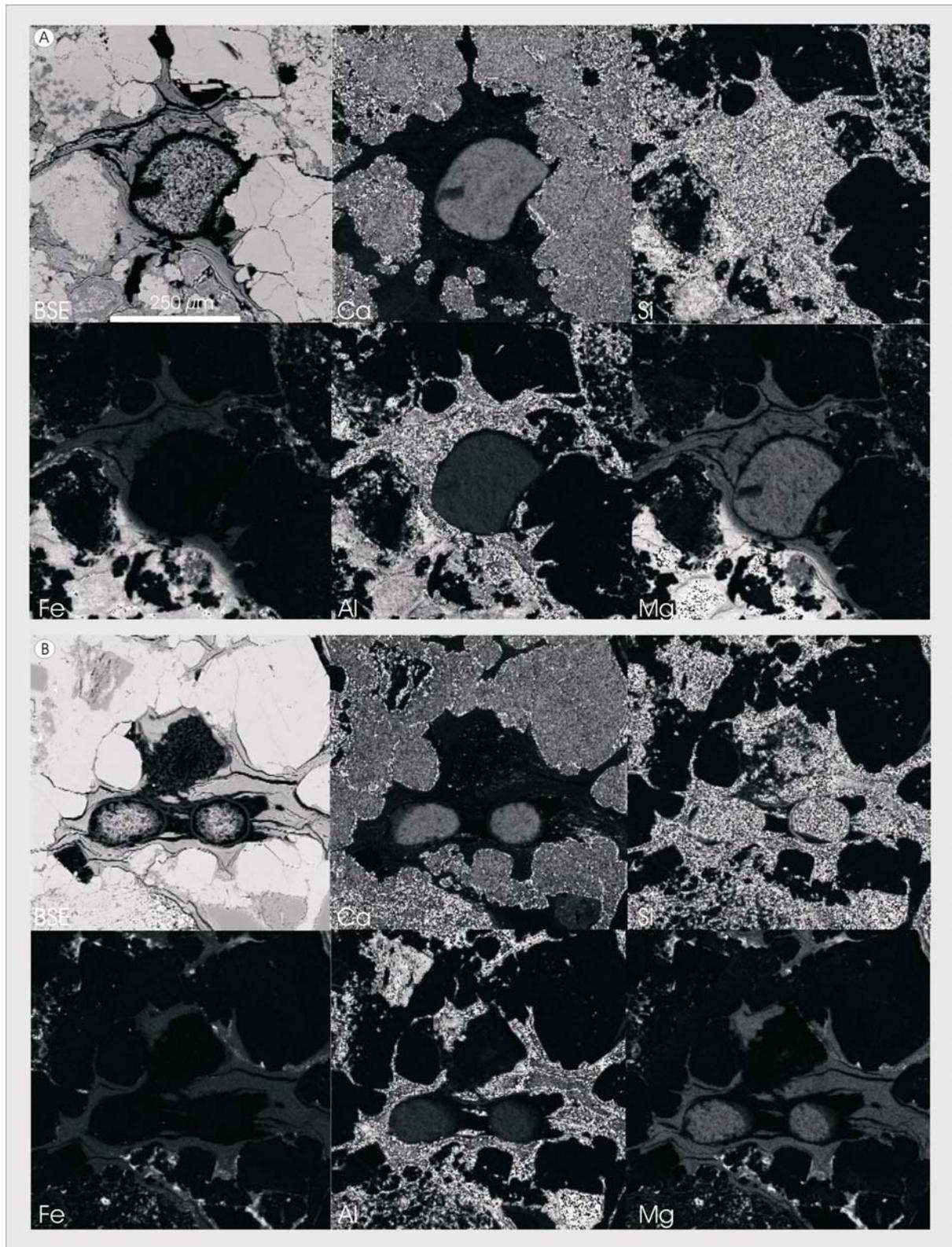
Oxidkorrelationsdiagramm: Bei der Gegenüberstellung von TiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO, CaO, Na₂O, und K₂O gegen SiO₂ (Abb. 6) zeigt sich für die gesamte Ejekta ein weiter Variationsbereich der Elementgehalte, während sich bei genauer Betrachtung der einzelnen Ejekta-Typen und Horizonte (Abb. 7) klare Gruppen charakterisieren lassen. Die Spheruls zeigen hierbei für Al₂O₃ (0-30 Gew.%) und K₂O (0-8 Gew.%) einen größeren Variationsbereich, zeichnen jedoch, genau wie TiO₂, MgO, FeO, CaO und NaO, Korrelationen nach. Die Splitter hingegen zeigen eine deutlich engere Streuung. Gut entwickelte Mischungsreihen, wie sie für die Elemente MgO, CaO und K₂O der Ejekta des Spherul-Typs in Erscheinung treten, sind hier nur untergeordnet zu erkennen (vgl. Abb. 7).

Ternäre Diagramme zur Darstellung des Ursprungs, potentieller meteoritischer Komponenten, dem Grad der Verwitterung, mafischer Komponenten sowie des Feldspatanteils der Ejekta

Die im folgenden dargestellten ternären Diagramme dienen der Veranschaulichung und Interpretation der gewonnenen geochemischen Daten. Sie liefern Informationen zum Ursprung des untersuchten Materials in Hinblick auf Grundgebirgsanteile, potentielle meteoritische Komponenten, den Grad der Verwitterung, mafische Komponenten und den Feldspatanteil der Ausgangsschmelze. Die Diagramme zu den drei letztgenannten Punkten wurden nach den Empfehlungen von Nesbitt (2003) erstellt.



Taf. 7: Elementverteilungsbilder für die Elemente Ca, Si, Fe, Al und Mg: A) Fragmentierter Spherul aus dem Profil El Mimbral (Einheit 1) mit durch Matrixkarbonat verfülltem, zentralen Hohlraum, B) Fragmentierter Spherul aus dem Profil El Peñon (Einheit 1) mit durch Matrixkarbonat verfülltem, zentralen Hohlraum innerhalb der Silikatmatrix. Helle Grautöne indizieren höhere Konzentrationen. Maßstab einheitlich wie in A).



Taf. 8: Elementverteilungsbilder für die Elemente Ca, Si, Fe, Al und Mg: A) Isolierter Splitter (i.w.S.) aus dem Profil Rancho Nuevo (Einheit 1), welcher von Schlierenstrukturen und Matrixkarbonat umschlossen ist, B) Schlierenstrukturen/Splitter aus dem Profil Mesa Juan-Perez (Einheit 1) innerhalb des Matrixkarbonats. Helle Grautöne indizieren höhere Konzentrationen. Maßstab einheitlich wie in A).

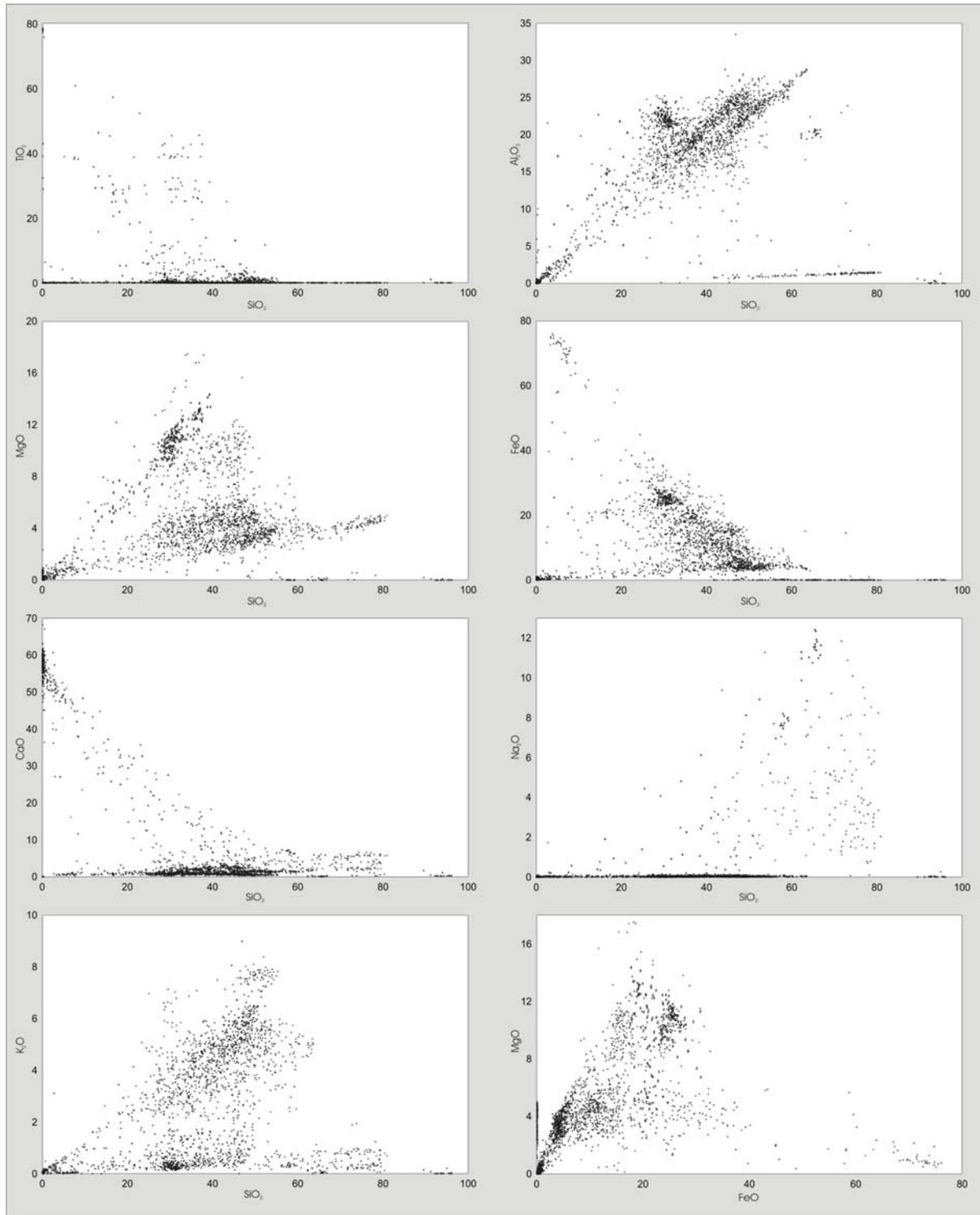


Abb. 6: Oxidkorrelationsdiagramme (Harker-Diagramme) für die Ejekta (Spheruls und Splitter) NE-Mexikos (Einheit 1, Méndez I/II) aus $n=5171$ Mikrosondenmessungen für TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO , Na_2O und K_2O gegen SiO_2 sowie MgO gegen FeO (Gew.%). Deutlich zu erkennen ist die starke Variationsbreite der Elementkonzentration (heterogene Zusammensetzung) sowie die z.T. als diskrete Punktwolken in Erscheinung tretenden Populationen.

Um den Zusammenhang zwischen der ermittelten geochemischen Zusammensetzung der Ejekta (Spheruls und Splitter) sowie der Grundgebirgsgesteine darstellen zu können, wurden hierzu die Hauptelemente ausgewählt, die neben dem SiO_2 die größte Konzentration besitzen und in Referenzarbeiten verwendet wurden (Kettrup, 2002). Zur Darstel-

lung des Anteils potentieller meteoritischer Komponenten wurden FeO, NiO und Cr₂O₃ ausgewählt, da diese Elemente bereits in suevitischem Material der Bohrung Yax-I als solche nachgewiesen werden konnten (Morton-Bermea et al., 2003). Der Verwitterungsgrad (CIA) läßt sich, ausgehend von der Basis siliziklastischer Sedimente und Gesteine, quantifizieren (Nesbitt, 2003). Hierbei liegt die Annahme zugrunde, dass primäre Minerale einen CIA von 50, sekundäre Tonminerale einen CIA von ≥ 75 besitzen (Nesbitt, 2003). Zur Darstellung der mafischen Komponenten der Ausgangsschmelze wurden die Elemente Al₂O₃, CaO+Na₂O+K₂O und FeO+MgO, wie durch Nesbitt (2003) vorgeschlagen, ausgewählt. Die entsprechenden Gesteine sind im oberen linken ternären Diagramm dargestellt (Abb. 10). Die korrespondierenden Feldspatkomponenten sind in Abb. 11 dargestellt. Ein Anstieg des Al₂O₃-Gehalts (≥ 50 -80) indiziert eine zunehmende Alteration zu Tonmineralen. Diese Darstellung kann somit korrespondierend zur Abb. 9 genutzt werden.

CaO, K₂O+Na₂O, FeO+MgO: Bei der Gegenüberstellung der untersuchten Spheruls und Splitter gegen die impaktinduzierten Gesteine des Chicxulub-Kraters sowie dessen Grundgebirgsklasten (vgl. 7.1.1., 7.2.1; Abb. 7) zeigen sich deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung der untersuchte Ejekta (Abb. 7). Für die Ejekta des Spherul-Typs lassen sich drei, für die des Splitter-Typs zwei prominente Populationen erkennen (Abb. 7; vgl. Abb. 22, S. 87). Die Zusammensetzung der Spheruls korrespondiert z.T. sehr gut mit der Tagamitschmelze und Impaktiten (C-1, Y-6) des Kraters sowie in einigen Bereichen mit den Feldern der Grundgebirgsklasten (Gneis, Granit, Amphibolit; Y6). Ferner läßt sich erkennen, dass ein Teil der Signatur mit dem Bereich des sedimentären Deckgebirges sowie in einigen Bereichen mit dem Feld der Sedimente (Evaporite) korreliert (Abb. 7). Während die zwei Populationen der Impaktschmelz- und die der Grundgebirgssignatur in allen Spheruls realisiert sind, wird der Bereich der Sedimente des Deckgebirges weitgehend durch Spheruls der Profile El Peñon, El Mimbrial sowie Mesa Juan-Perez dominiert (Abb. 22, S. 87). Die Zusammensetzung der Ejekta des Splitter-Typs zeigt demgegenüber eine gute Übereinstimmung mit dem Bereich der Tagamitschmelze und der Impaktite (C-1, Y-6) sowie in einigen Bereichen der Grundgebirgssignatur (Gneis, Granit, Amphibolit; Y6) (Abb. 7). Im Gegensatz zu den Spheruls wird hierbei weitgehend der Bereich der Sedimente des Deckgebirges ausgespart. Nur in den Profilen La Lajilla und El Mimbrial (Spheruls und Splitter) zeigen sich Populationen im Feld der Sedimente des Deckgebirges (Abb. 7; Tab. 7). In beiden Ejekta-Typen lassen sich ferner Populationen zwischen Amphibolit (Y6N14) und Granit (Y6N19) bzw. Gneis (Y6N14) sowie innerhalb der Tagamitschmelze (Impaktit, Y6) erkennen (Abb. 7). Die Mischungsreihe zwischen Granit (Y6N14) bzw. Gneis (Y6N14) und FeO/MgO-Apize sind u.U. auf einen thermisch bedingten Verlust der Alkalien zurückzuführen. Hingegen müssen die Endglieder

der Apizes FeO+MgO bzw. CaO zu einem Teil sekundären Eisen-/Magnesium-Oxiden bzw. sekundärem Calcit (CaO >90 Gew.%) zugerechnet werden (vgl. 5.2.2.).

Tab. 7: Übersicht der in Abb. 7 charakterisierten Impaktite und Grundgebirgsgesteine (Ausgangsschmelze) und deren Verteilung innerhalb der Ejekta (Spheruls und Splitter) NE-Mexikos. Die Abfolge der Profile erfolgt in deren Reihenfolge von N-S. + = vorhanden, - = nicht vorhanden/stark untergeordnet. ¹⁾ Sekundär.

	Horizont	Ejekta-Typ	Tagamit-schmelze	Mischungsreihe Gneis-/Amphibolit	Mischungsreihe Granit-/Amphibolit	Mischungsreihe Amphibolit-/Mafisch	Mischungsreihe K ₂ O-CaO	Mischungsreihe FeO+MgO-CaO	Sedimente des Deckgebirge	FeO/MgO Dominiert	CaO ¹⁾ Dominiert
Rancho Nuevo	Einheit 1	Spherul	-	+	-	+	-	-	-	+	-
	Einheit 1	Splitter	-	+	-	+	-	-	-	+	-
	Méndez I	Splitter	-	+	-	+	-	-	-	+	-
Mesa Juan-Perez	Einheit 1	Spherul	+	+	+	+	-	-	+	+	+
	Einheit 1	Splitter	+	+	-	-	-	-	-	-	+
	Méndez I	Spherul	+	+	-	+	-	-	+	+	+
	Méndez I	Splitter	-	+	-	-	-	-	-	+	+
	Méndez II	Spherul	+	+	+	+	+	+	+	-	+
El Peñon	Einheit 1	Splitter	-	-	-	-	-	+	-	+	-
	Einheit 1	Spherul	+	+	+	+	-	+	+	+	+
	Originäre Ejektalage	Splitter	-	+	+	+	-	-	+	+	-
El Mulato	Einheit 1	Spherul	-	+	-	-	-	+	-	+	+
	Einheit 1	Splitter	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Rancho Canales	Einheit 1	Spherul	-	+	-	+	-	+	+	+	+
	Einheit 1	Splitter	-	+	-	+	-	+	-	+	+
La Lajilla	Einheit 1	Spherul	+	+	+	+	+	+	+	-	+
	Einheit 1	Splitter	+	+	+	+	+	+	+	-	+
El Mimbrel	Einheit 1	Spherul	+	-	+	+	+	+	+	+	+
	Einheit 1	Splitter	+	-	+	+	+	+	+	+	+

Bei Betrachtung der einzelnen Profile (Abb. 7) lassen sich zwischen diesen, wie auch zwischen den Ejektatypen, deutliche Unterschiede in der potentiellen Herkunft der Ejekta erkennen. Das Profil Rancho Nuevo zeigt hierbei, genau wie das Profil Rancho Canales, eine einheitliche Verteilung der Messwerte innerhalb beider Ejektatypen im Bereich des Amphibolit-Feldes (Abb. 7). Die Spheruls des Profils Mesa Juan-Perez liegen sowohl im Bereich der Gneis-, Amphibolit- und Granit-Felder als auch im Bereich der Sedimente des Deckgebirges. Die Splitter dieses Profils liegen überwiegend im Bereich des Gneis (Einheit 1 und Méndez II) bzw. des Amphibolit-Feldes. Ferner fallen die Splitter (Méndez II) deutlich in den Bereich der Impaktschmelze (Abb. 7). Die Unterschiede zwischen der Ejekta des Spherul- und des Splitter-Typs treten im Profil El Peñon (Einheit 1) am deutlichsten in Erscheinung. Hier zeigen die Spheruls klar die Signatur der Felder des Gneis, des Amphibolits und des Granits, der Sedimente des Deckgebirges sowie der Impaktschmelze. Dagegen werden die Splitter dieses Profils überwiegend durch die Signatur der Impaktschmelze dominiert (Abb. 7). Die originäre Ejektalage des Profils El Peñon (Originär I/II, Spheruls/Splitter; vgl. 4.2.) zeigt hingegen eine deutliche Korrelataion mit den Gesteinen des Grundgebirges (Gneis, Granit und Amphibolit, vgl. Abb. 7). Im Gegensatz zu den ejektaführenden Lagen der anderen Profile als auch zur Ejektalage der Einheit 1 des Profils El Peñon läßt sich hier keine Deckung für die Bereiche der Impaktschmelze oder der Sedimente des Deckgebirges erkennen.



Abb. 7: Ternäre Diagramme aus $n=8194$ Messungen für CaO, K_2O+Na_2O und FeO+MgO in Gew.% der Ejekta NE-Mexikos und Haitis, zur Darstellung des Zusammenhangs von Ejekta-Typ, Profil und Horizont zu den Impaktiten und Grundgebirgsfragmenten des Chicxulub-Kraters, deren Felder¹⁾ zum Vergleich im oberen linken Diagramm eingezeichnet sind (vgl. Abb. 22, A, B; S. 87). ¹⁾Datengrundlage: Kettrup (2002), geändert und ergänzt; C-1 Impaktschmelze, Schuraytz et al. (1994), vorliegende Arbeit; Y-6 Impaktschmelze, Kettrup (2002), vorliegende Arbeit; Haitianisches Glas (gelb), Koeberl & Sigurdsson (1992), vorliegende Arbeit; Haitianisches Glas (schwarz), Koeberl & Sigurdsson (1992); Sedimente des Deckgebirges und Evaporite, Koeberl (1993).

Für das Profil El Mulato läßt sich für die Ejekta des Spherul-Typs eine Dominanz in den Feldern von Gneis und Amphibolit beobachten (Abb. 7). Die Ejekta des Profils La Lajilla zeigt für beide Ejekta-Typen ähnliche Bereiche wie die der Spheruls des Profils Mesa

Juan-Perez (Méndez II) (Abb. 7). In den Spheruls des Profils El Mimbral treten sowohl die Felder des Amphibolits, des Gneis und des Granits sowie der Sedimente des Deckgebirges und der Impaktschmelzen auf. Die Splitter zeigen eine deutliche Dominanz in den Feldern des Gneis und des Granits sowie der Impaktschmelze (Abb. 7; Tab. 7).

FeO, NiO und Cr₂O₃ -Diagramm: Die Konzentrationen von FeO, NiO und Cr₂O₃ zeigen, sowohl innerhalb der untersuchten Profile als auch innerhalb der Ejekta-Typen, deutliche Variationen (Abb. 8). Es wurde, bis auf das Profil El Mulato (Splitter), in allen Profilen FeO als dominierendes Oxid nachgewiesen, wo hingegen Cr₂O₃ ausschließlich in Ejekta des Splitter-Typs in den Profilen Mesa Juan-Perez, El Mulato und El Mimbral nachgewiesen werden konnte (Abb. 8). Nennenswerte NiO-Gehalte (>2 Gew.%) wurden nicht verzeichnet. Zwischen FeO und NiO bzw. FeO und Cr₂O₃ sind z.T. deutliche Beziehungen zu erkennen, die ihren Ausdruck in deutlichen Populationen (Abb. 8) der Profile Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Méndez I Spheruls/Splitter, Méndez II, Spheruls), El Peñon (Einheit 1, Spheruls/Splitter), La Lajilla (Einheit 1, Spheruls/Splitter) und El Mimbral (Einheit 1, Spheruls/Splitter) finden (Abb. 8).

Verwitterungs-/Alterationsgrad (CIA-Index: Al₂O₃, CaO+Na₂O und K₂O):

Die untersuchte Ejekta zeigt einen hohen Verwitterungs-/Alterationsgrad, welcher für den überwiegenden Teil der untersuchten Ejekta (Einheit 1, Méndez I/II) bei CIA(\emptyset) > 70 liegt (Abb. 9). Die Ejekta des Spherul-Typs zeigt hierbei, insbesondere in den Profilen Mesa Juan-Perez (Méndez I), El Peñon (Einheit 1), El Mulato (Einheit 1), Rancho Canales (Einheit 1) sowie El Mimbral (Einheit 1), den stärksten Alterationsgrad (CIA \geq 70–98). Hingegen zeigt die Ejekta des Splitter-Typs, hier insbesondere die der Profile El Peñon (Einheit 1) und El Mulato (Einheit 1), einen z.T. deutlich niedrigeren Alterationsgrad (CIA \geq 10–20) (Abb. 9). Der Verwitterungsgrad der Ejekta der Profile Rancho Nuevo (Einheit 1), El Mulato (Einheit 1) und Rancho Canales (Einheit 1) korreliert prominent mit diskreten Bereichen des Smektit, des Chlorit und des Illit (CIA > 60) (vgl. Abb. 21, C, F, S. 85). Dagegen zeigt die Ejekta der Profile Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Méndez I/II), La Lajilla (Einheit 1) und El Mimbral (Einheit 1) Populationen, die deutliche Alterationswege zwischen Feldspäten und Illit sowie untergeordnet Smektit und Chlorit, mit einem CIA von 55–95, nachzeichnen (vgl. Abb. 21, C, F, S. 85). Die Spheruls und Splitter der originären Ejektalage des Profils El Peñon (Originär I/II) befinden sich zum überwiegenden Teil im Bereich des Illits (CIA \sim 65–75).

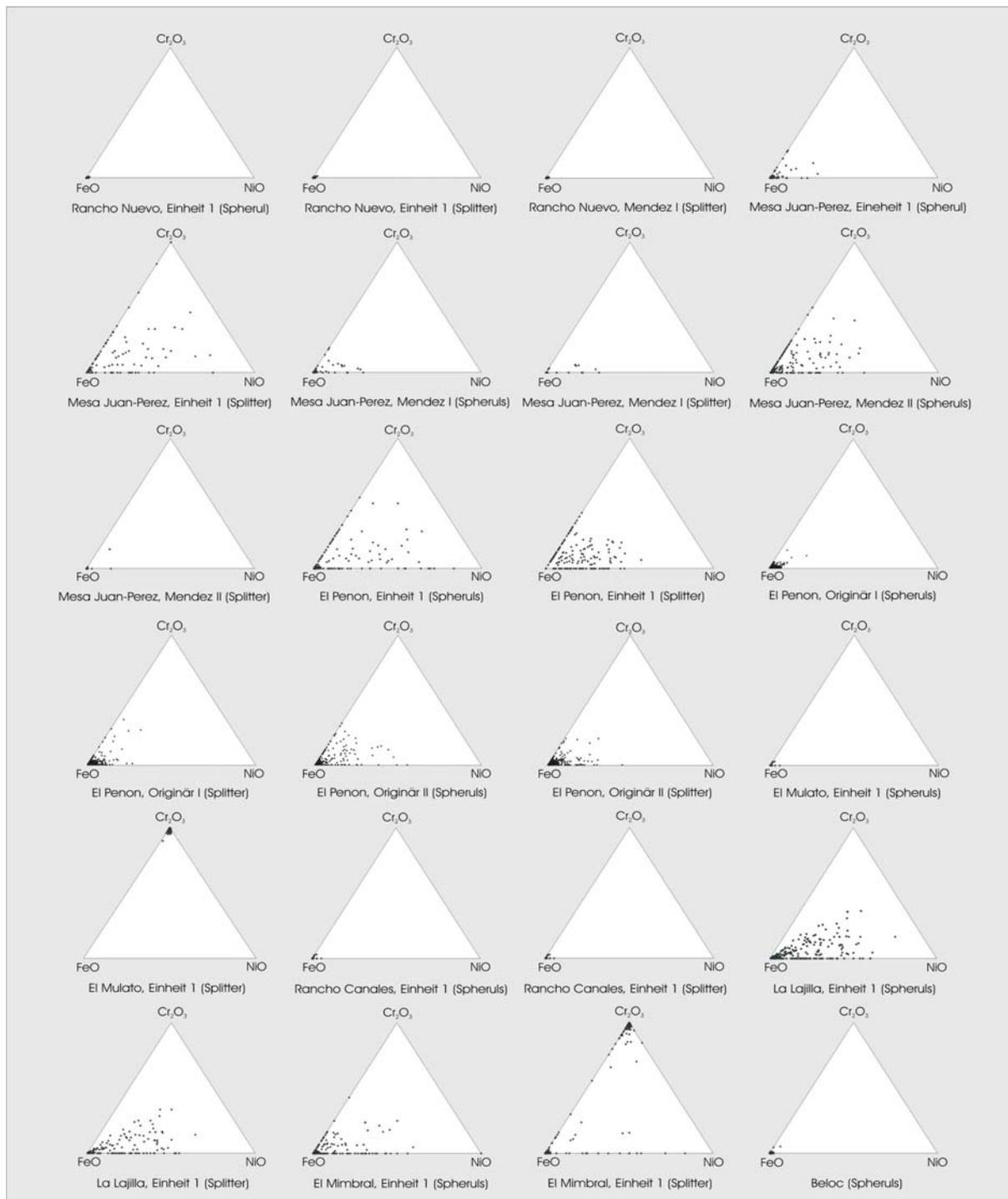


Abb. 8: Ternäre Diagramme aus $n=8194$ Mikrosondenmessungen für Cr_2O_3 , FeO und NiO in Gew.% zur Darstellung des Anteils der Metallphasen (potentielle meteoritischer Komponenten) innerhalb der Ejekta NE-Mexikos und Haitis. Aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ.

Mafische Komponenten (Al_2O_3 , $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO}+\text{MgO}$):

Bei der Gegenüberstellung der bearbeiteten Ejekta, im Hinblick auf die mafischen Komponenten, lassen sich im überwiegenden Teil der untersuchten Profile (Mesa Juan-Perez, Einheit 1, Méndez I/II; El Peñon, Einheit 1, Spheruls; El Mulato, Einheit 1, Spheruls; Rancho Canales, Einheit 1; La Lajilla, Einheit 1 und El Mimbral, Einheit 1) zwei Polulationen erkennen (Abb. 10).

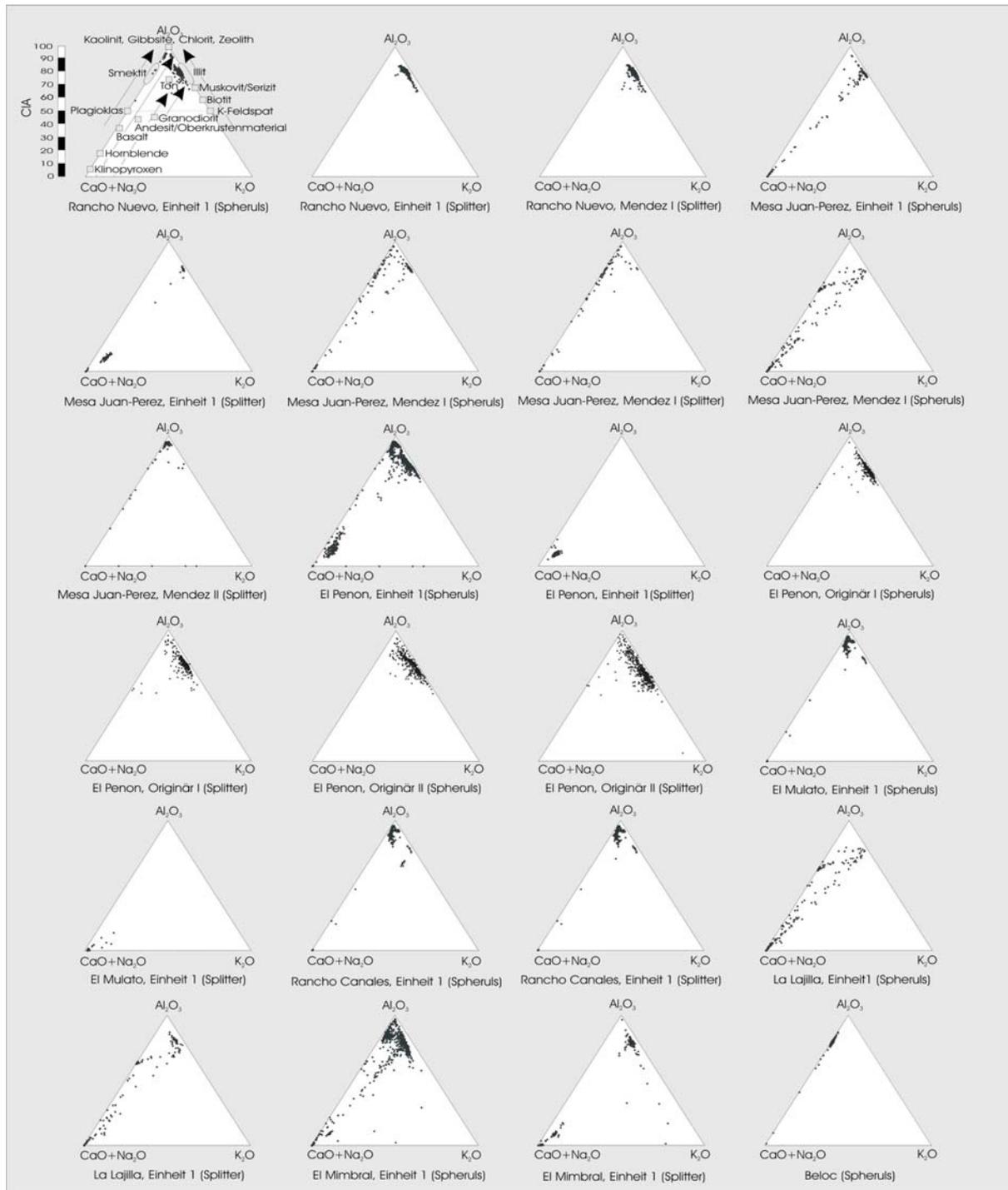


Abb. 9: Ternäre Diagramme aus $n=8194$ Mikrosondenmessungen für Al_2O_3 , $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ und K_2O in Mol.% zur Darstellung des Alterationsgrades (CIA) der Ejekta NE-Mexikos und Haitis. Aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ. Deutlich zu erkennen ist für die gesamte Ejekta der allgemein hohe Grad der Alteration ($\text{CIA} > 60$).

In den Profilen Rancho Nuevo (Einheit 1), El Peñon (Einheit 1, Splitter) und El Mulato (Einheit 1, Splitter) ist jeweils nur eine eng begrenzte Population zu erkennen (Abb. 10). Demgegenüber zeigt sich für die Zweikomponentensysteme ein klarer Trend zwischen $\text{FeO}+\text{MgO}$ und Al_2O_3 , im Feld des Chlorit, des Smektit bis hin zu Illit. Für die zweite Population bei den Profilen Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Splitter; Méndez I, Splitter; Méndez II, Splitter), El Peñon (Einheit 1, Spheruls) und El Mirbral (Einheit 1, Splitter), ist ein

deutlicher Trend zwischen $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und $\text{FeO}+\text{MgO}$, einem kalziumreichen Glied und dem Bereich Basalt, Gabbro, Amphibolit sowie bei den Profilen Mesa Juan-Perez, (Einheit 1, Spheruls; Méndez I, Spheruls; Méndez II, Spheruls), La Lajilla (Einheit 1, Spheruls) und El Mimbral (Einheit 1, Spheruls) ein deutlicher Trend zwischen $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und Al_2O_3 , einem kalziumreichen Glied und Rhyolith, Granit und Gneis zu erkennen (vgl. Abb. 21, E, H, S. 85). In den Profilen Rancho Nuevo (Einheit 1, Spheruls/Splitter), El Peñon (Einheit 1, Splitter) und El Mulato (Einheit 1, Splitter), die durch eine prominente Population charakterisiert sind, ist in den beiden letztgenannten Profilen ein ähnlicher Trend zwischen $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und Al_2O_3 , wie bei der Ejekta des Splitter-Typs der o.g. Zweikomponentensysteme, zu erkennen. Hingegen zeigt das Profil Rancho Nuevo, sowohl für die Ejekta des Spherul- als auch für die des Splitter-Typs, nur den o.g. Trend zwischen $\text{FeO}+\text{MgO}$ und Al_2O_3 sowie zwischen Chlorit und Smektit des Splitter-Typs (vgl. Abb. 21, E, H, S. 85). Die Spheruls und Splitter der originären Ejektalage (vgl. 4.2.) des Profils El Peñon (Originär I/II) korrelieren zum überwiegenden Teil sehr gut mit dem Bereich des Granits und des Gneis. Sie zeigen darüber hinaus für die Ejekta des Spherul- und des Splitter-Typs der Proben des Profils El Peñon (Originär II) eine gute Übereinstimmung für den Bereich des Amphibolits (Abb. 10).

Feldspatkomponente (Al_2O_3 , CaO und $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$): Bei der Charakterisierung der möglichen Feldspatkomponenten (Abb. 11) der Ausgangsschmelze lassen sich sowohl für Spheruls als auch für die Splitter der untersuchten Profile (Einheit 1, Méndez I/II) klare Populationen zwischen CaO und Al_2O_3 , einem kalziumreichen Glied und Smektit erkennen. Daneben treten Populationen im Bereich des Chlorits, zwischen $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ und Al_2O_3 sowie zwischen K-Feldspat und Illit auf (vgl. Abb. 21, C, F, S. 85). Ferner wurde in der Ejekta der Profile Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Spherul), El Peñon (Einheit 1, Spherul/Splitter) und El Mimbral (Einheit 1, Spherul/Splitter) eine weitere Population zwischen CaO und $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, Zeolith und möglicherweise Clinoptilolit, nachgewiesen. Die Spheruls und Splitter der originären Ejektalage (vgl. 4.2.) des Profils El Peñon (Originär I/II, Spherul/Splitter) zeigen als einzige klare, Al-K-Na-betonte Populationen (Alkalifeldspäte), welche in keiner der anderen untersuchten Ejektalagen nachgewiesen werden konnten.

Beloc: Die geochemische Zusammensetzung der Ejekta des Aufschlusses Beloc (vgl. 4.2.) zeichnet sich durch anscheinend einheitliche Elementgehalte, im Gegensatz zu der o.g. Ejekta NE-Mexikos, aus. Die Spheruls des Profils Beloc sind geochemisch charakterisiert durch vergleichsweise hohe Gehalte an SiO_2 , FeO , MgO , Al_2O_3 und CaO (Tab. 8; S. 69). Insgesamt läßt sich hier ein dominanter Typ eines Si-Al-Mg-reichen Glases definieren, während CaO (\emptyset 3 Gew.%) und FeO (\emptyset 7 Gew.%) als variable Beimengungen in

Erscheinung treten. Ferner wurden an einzelnen Exemplaren FeO- und TiO₂-reiche Innenstrukturen beobachtet.

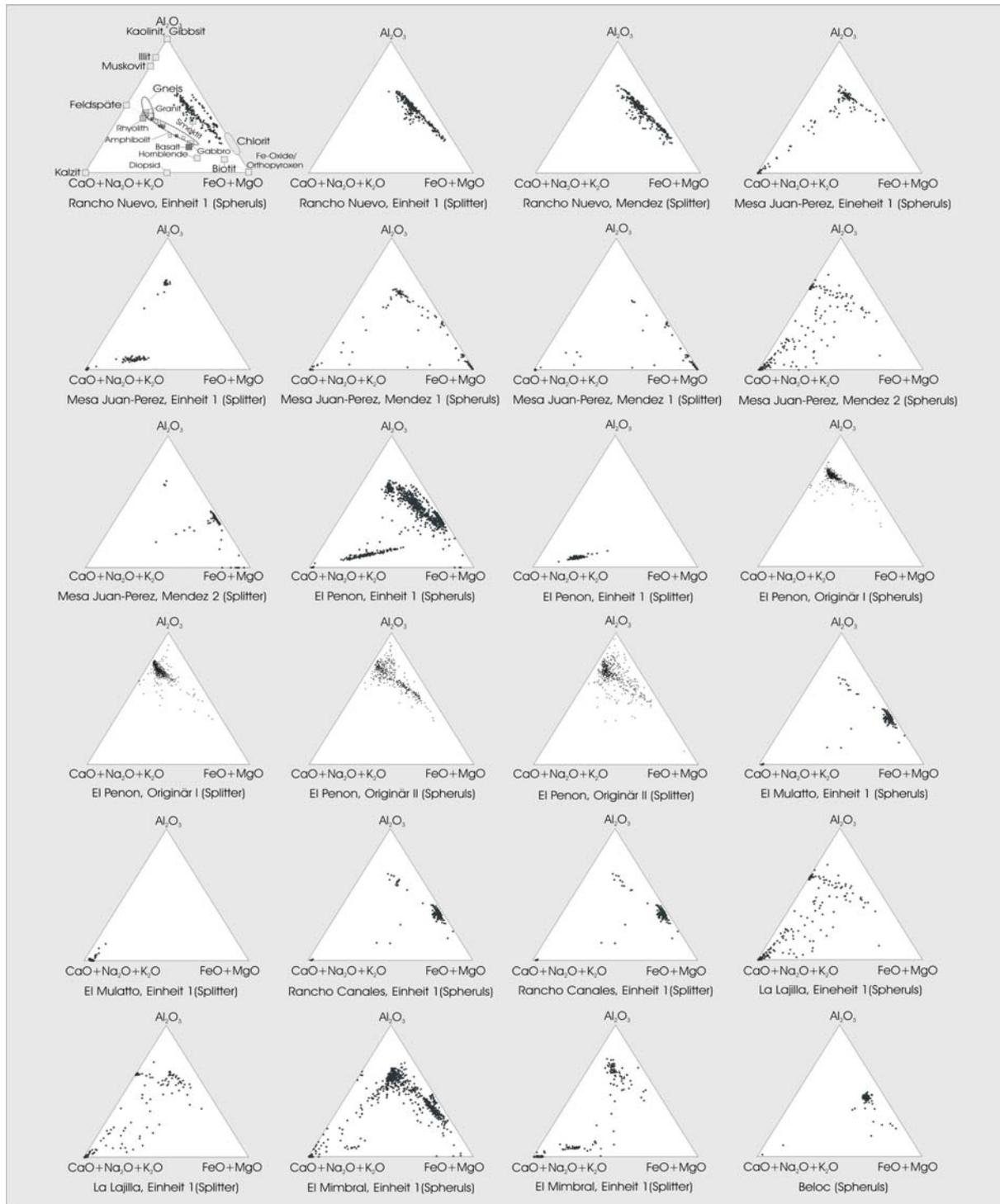


Abb. 10: Ternäre Diagramme aus $n=8194$ Mikrosondenmessungen für Al_2O_3 , $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und $\text{FeO}+\text{MgO}$ in Mol.% zur Darstellung der mafischen Komponenten der Ausgangsschmelze. Aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ.

Der optisch bestimmte Alterationsgrad der untersuchten Spheruls (vgl. 7.1.1.) ist sehr gering und nur punktuell an einigen wenigen Exemplaren zu erkennen, wohingegen die Auswertung des Alterationsgrads (McLennon et al., 2003) einen CIA zwischen 60-90 ergab (Abb. 9). Erhöhte Na_2O - und K_2O -Gehalte der Spheruls, wie sie ausnahmslos

durch andere Autoren beschrieben werden (Smit et al., 1992b; McCall, 2001), konnten, ebenso wie klar erkennbare binäre Mischungen zwischen Silikat und Karbonat, nicht nachgewiesen werden (vgl. 5.4.).

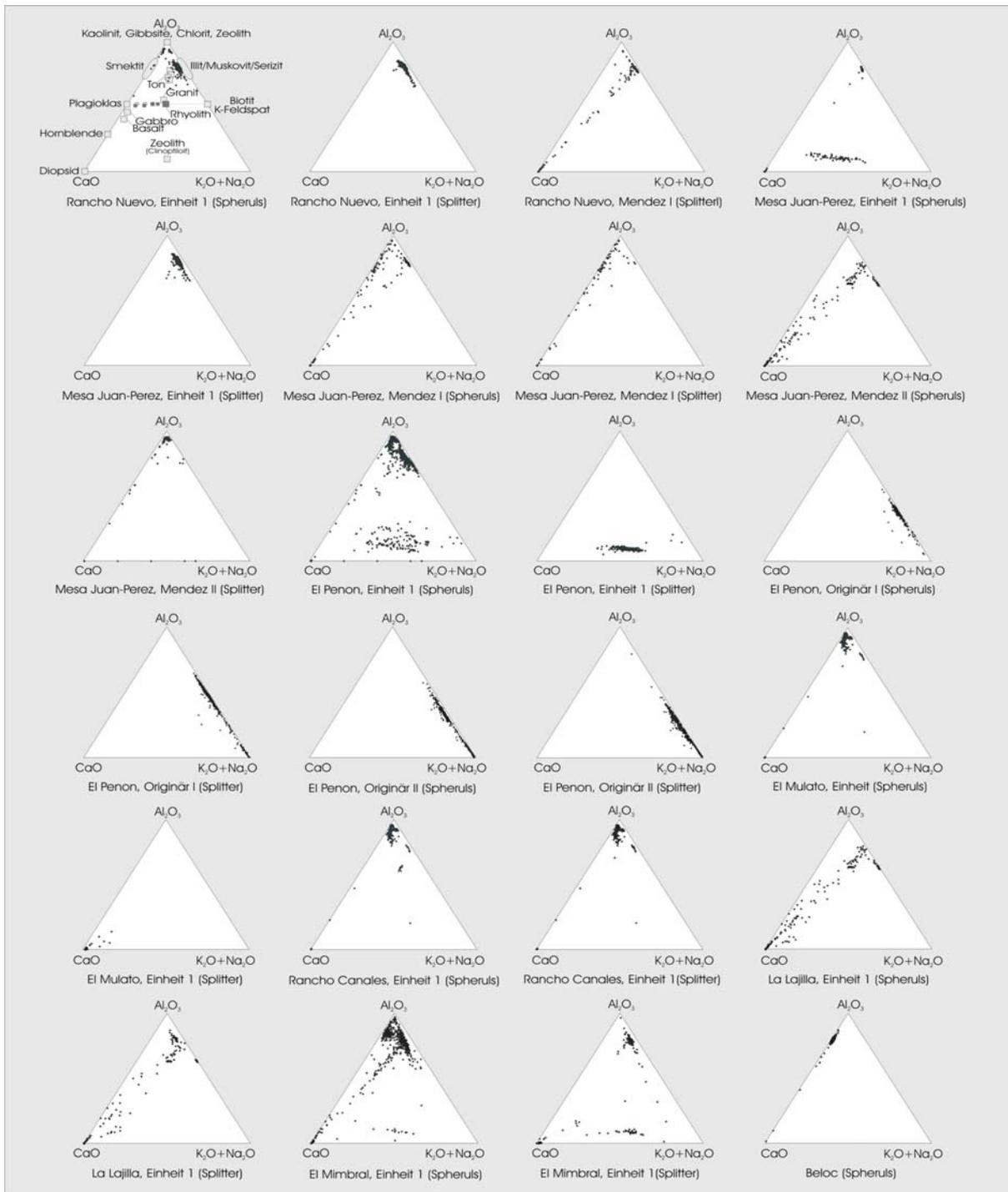


Abb. 11: Ternäre Diagramme aus $n=8194$ Mikrosondenmessungen für Al_2O_3 , CaO und $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ in Mol.% zur Darstellung der Feldspatkomponenten bzw. der Feldspatsignatur der Ausgangsschmelze. Aufgeteilt nach Profil, Horizont und Ejekta-Typ.

Bei der Gegenüberstellung der untersuchten Ejekta des Profils Beloc gegen die impaktinduzierten Gesteine des Chicxulub-Kraters (Abb. 7) sowie dessen Grundgebirgsklasten (vgl. 7.2.) zeigen sich deutliche Unterschiede im Hinblick auf die Ejekta NE-Mexikos.

Während die untersuchten Spheruls z.T. in Übereinstimmung mit den Elementkonzentrationen der Ejekta NE-Mexikos stehen, lassen sich keinerlei Übereinstimmungen zu Literaturdaten bzw. den gemessenen Grundgebirgs- und impaktinduzierten Gesteine des Chicxulub-Kraters erkennen. Bezüglich der mafischen Komponenten zeigt die Ejekta des Profils Beloc eine klare Population im Bereich deren Verwitterungsprodukte (Smekit und Chlorit; Abb. 10; vgl. Abb. 21, S. 85).

Tab. 8: Mittels Elektronenstrahlmikrosonde bestimmte Hauptelementgehalte (Durchschnittsgehalte, Maximum und Minimum) aus $n_{\text{Gesamt}} = 8194$ Messungen der Profile Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez, El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla und El Mimbral sowie Beloc (Haiti).

	Mittelwert Max./Min.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
		(Gew.%)												
Rancho Nuevo Spheruls Einheit 1	Mittelwert	37.54	0.06	21.14	17.78	0.01	5.30	1.04	0.05	3.52	0.02	0.03	0.03	86.53
	Max.	50.79	3.78	27.58	40.13	0.09	11.63	12.62	0.14	6.04	0.11	0.08	0.13	101.45
	Min.	17.85	0.00	9.63	7.01	0.00	1.61	0.28	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	54.83
Rancho Nuevo Splitter Einheit 1	Mittelwert	38.20	0.03	20.99	14.15	0.02	4.24	0.75	0.06	4.45	0.02	0.03	0.03	82.96
	Max.	50.78	0.14	27.57	41.09	0.09	6.35	2.47	0.13	6.56	0.07	0.09	0.16	98.72
	Min.	21.64	0.00	10.65	3.93	0.00	1.57	0.45	0.00	1.86	0.00	0.00	0.00	51.50
Rancho Nuevo Splitter Méndez I	Mittelwert	38.16	0.03	21.33	16.50	0.02	4.32	0.88	0.06	4.38	0.02	0.03	0.03	85.78
	Max.	55.44	1.76	29.78	41.26	0.09	6.35	4.89	0.19	6.46	0.10	0.09	0.14	101.85
	Min.	17.13	0.00	8.80	3.61	0.00	1.31	0.48	0.00	1.91	0.00	0.00	0.00	50.91
Mesa Juan-Perez Spheruls Einheit 1	Mittelwert	35.04	1.53	17.85	4.90	0.04	4.06	14.14	0.03	4.11	0.04	0.02	0.03	81.80
	Max.	52.47	32.04	27.44	18.32	0.50	13.72	60.33	0.35	7.26	0.34	0.13	0.15	100.16
	Min.	0.02	0.00	0.01	0.12	0.00	0.01	0.39	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	53.34
Mesa Juan-Perez Splitter Einheit 1	Mittelwert	37.56	0.03	3.67	0.52	0.08	2.07	24.74	1.56	1.13	0.17	0.02	0.02	71.55
	Max.	51.73	0.20	24.32	2.84	0.35	4.82	62.12	8.33	6.05	0.55	0.11	0.14	102.43
	Min.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	43.29
Mesa Juan-Perez Spheruls Méndez I	Mittelwert	19.57	0.90	10.37	26.06	0.05	3.16	15.46	0.02	1.91	0.06	0.02	0.04	77.61
	Max.	51.47	32.04	25.49	76.04	0.50	14.84	61.19	0.15	7.07	0.83	0.13	0.15	100.37
	Min.	0.22	0.00	0.00	0.14	0.00	0.01	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	52.62
Mesa Juan-Perez Splitter Méndez I	Mittelwert	8.88	0.05	5.16	42.33	0.05	2.32	14.74	0.02	0.38	0.08	0.01	0.04	74.06
	Max.	45.49	0.53	23.22	76.02	0.32	14.84	61.19	0.15	5.78	0.83	0.04	0.12	92.31
	Min.	0.02	0.00	0.00	0.15	0.00	0.01	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	52.40
Mesa Juan-Perez Spheruls Méndez II	Mittelwert	25.33	0.45	8.25	1.89	0.15	0.96	31.33	1.72	1.08	0.02	0.03	0.02	71.18
	Max.	96.06	17.66	33.54	37.45	6.53	7.96	61.46	12.42	8.99	0.41	0.09	0.14	99.32
	Min.	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	47.60
Mesa Juan-Perez Splitter Méndez II	Mittelwert	27.96	8.70	19.45	22.31	0.02	9.15	1.56	0.02	0.44	0.02	0.02	0.02	89.68
	Max.	78.18	99.87	27.92	31.48	0.09	11.65	26.53	0.11	7.05	0.12	0.07	0.15	100.46
	Min.	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	72.96
El Peñon Spheruls Einheit 1	Mittelwert	38.08	2.89	16.51	14.35	0.02	6.33	3.39	0.62	2.15	0.03	0.02	0.02	84.30
	Max.	66.23	38.37	27.72	41.54	0.20	10.07	33.48	5.47	6.99	0.22	0.08	0.16	99.92
	Min.	10.92	0.00	2.58	1.31	0.01	0.77	0.23	0.01	0.19	0.00	0.00	0.00	48.33
El Peñon Splitter Einheit 1	Mittelwert	74.30	0.03	1.34	0.16	0.01	4.00	5.74	6.33	0.81	0.18	0.01	0.02	92.92
	Max.	84.92	0.27	1.81	0.46	0.08	5.25	14.35	11.19	1.02	0.27	0.07	0.12	108.62
	Min.	45.35	0.00	0.74	0.05	0.00	1.86	0.49	2.41	0.06	0.00	0.00	0.00	54.88
El Peñon Spheruls Originäre Ejektalage	Mittelwert	56.60	1.58	21.18	3.31	0.02	2.81	0.65	0.16	5.22	-	0.02	0.02	91.57
	Max.	100.21	88.50	33.74	21.38	0.11	13.34	5.24	12.79	8.88	-	0.10	0.17	105.84
	Min.	4.95	0.00	0.40	0.08	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	-	0.00	0.00	53.15
El Peñon Splitter Originäre Ejektalage	Mittelwert	56.06	0.89	20.02	4.94	0.01	3.36	0.70	0.04	4.61	-	0.02	0.02	90.69
	Max.	102.69	26.24	35.31	59.19	0.16	11.57	56.85	8.03	8.53	-	0.10	0.16	104.09
	Min.	4.62	0.00	0.44	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	32.05
El Mulato Spheruls Einheit 1	Mittelwert	28.21	4.55	18.06	20.22	0.04	8.76	5.71	0.08	0.96	0.02	0.02	0.03	86.64
	Max.	52.22	48.64	28.07	58.18	0.27	14.31	58.58	6.13	6.62	0.10	0.07	0.15	98.52
	Min.	0.01	0.00	0.00	0.51	0.00	0.14	0.37	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	51.43
El Mulato Splitter Einheit 1	Mittelwert	23.20	0.72	0.23	0.05	0.01	3.27	62.64	0.01	1.12	0.02	5.29	0.02	76.59
	Max.	8.98	1.02	2.47	0.55	0.12	5.13	82.93	0.06	1.79	0.14	13.97	0.11	102.60
	Min.	0.02	0.22	0.02	0.00	0.00	0.23	6.32	0.00	0.15	0.00	1.37	0.00	12.13
Rancho Canales Spheruls Einheit 1	Mittelwert	27.81	20.09	17.93	20.38	0.05	8.89	5.74	0.08	0.87	0.02	0.02	0.03	101.92
	Max.	52.24	72.73	28.19	58.21	0.28	14.40	58.59	6.13	6.50	0.10	0.07	0.15	149.04
	Min.	0.03	0.01	0.14	0.54	0.00	0.23	0.38	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	51.71
Rancho Canales Splitter Einheit 1	Mittelwert	28.26	12.47	18.19	20.27	0.05	8.86	5.72	0.10	0.97	0.02	0.02	0.03	94.94
	Max.	52.27	49.00	28.20	58.23	0.28	14.41	58.59	6.15	6.63	0.10	0.07	0.15	139.71
	Min.	0.06	0.02	0.13	0.56	0.00	0.24	0.38	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	51.82
La Lajilla Spheruls Einheit 1	Mittelwert	26.90	0.43	8.75	1.81	0.14	0.92	30.07	2.14	1.04	0.02	0.03	0.06	72.33
	Max.	96.03	17.66	33.55	37.45	6.53	7.96	61.47	12.44	8.99	0.41	0.09	0.18	99.36
	Min.	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	47.67
La Lajilla Splitter Einheit 1	Mittelwert	33.58	0.29	10.92	2.08	0.12	1.53	25.50	1.48	1.50	0.02	0.02	0.06	77.10
	Max.	96.17	6.66	33.56	16.30	5.39	7.96	61.02	11.93	9.00	0.41	0.09	0.17	104.38
	Min.	0.10	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	50.10
El Mimbral Spheruls Einheit 1	Mittelwert	37.35	0.72	11.73	8.61	0.06	5.55	13.82	1.04	1.40	0.05	0.02	0.03	80.37
	Max.	67.01	16.74	22.25	23.23	0.32	12.45	52.65	5.11	4.44	0.37	0.07	0.14	100.01
	Min.	9.35	0.00	0.18	0.18	0.00	0.50	1.16	0.14	0.06	0.03	0.00	0.00	50.58
El Mimbral Splitter Einheit 1	Mittelwert	34.42	0.16	9.74	2.40	0.02	3.60	14.83	1.89	2.28	0.09	0.87	0.02	70.28
	Max.	46.45	0.27	20.22	5.54	0.10	5.45	26.38	3.79	4.52	0.17	2.37	0.08	87.23
	Min.	18.65	0.01	2.27	0.67	0.00	1.53	4.44	0.03	0.40	0.01	0.05	0.00	42.88
Beloc Spheruls MU1	Mittelwert	52.26	0.26	13.40	7.10	0.01	5.96	3.38	0.08	0.12	0.08	0.01	0.03	82.68
	Max.	59.24	1.90	15.08	28.12	0.29	7.22	57.35	0.19	0.23	0.21	0.62	0.43	94.34
	Min.	5.26	0.01	0.93	0.76	0.00	0.59	1.70	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	63.56

7.2. Mineralogie, Petrographie und geochemische Zusammensetzung der Chicxulub-Impaktite

7.2.1. Mineralogie und Petrographie

Chix-I (Chicxulub-I): Bei der Probe Chix-I (vgl. 4.3.) handelt es sich um ein feinkörniges, fragmentfreies Impaktschmelzgestein (Tagamit) mit holomikrokristallinen Strukturen. Hauptmineralbestandteile sind, neben länglich prismatischem Plagioklas (Andesin-Labradorit) mit Zwillings- und Zonarstrukturen, in weitgehend frischem, nur untergeordnet in albitisiertem Zustand, Klinopyroxen (Diopsidaugit) mit häufig zu beobachtenden zweiphasigen (CO₂/H₂O) Fluideinschlüssen (4–15 µm) sowie Magnetit und Pyrit. Als akzessorische Bestandteile konnten Apatit und Zirkon, als deutherisch-hydrothermale Komponenten (miarolithisch) Albit, Chlorit, Epidot, Kalzit (mit Fluideinschlüssen), Sphen (Titanit), Quarz sowie Zeolithe nachgewiesen werden. Die Matrix zeigt z.T. mikrosphärolitische Quarz-/Feldspat-Domänen, welche lokal von Klinopyroxen und Plagioklasaggregaten umgeben sind.

Y6N13 (Yucatán-6): In dieser Probe (vgl. 4.3.) konnten Lithoklasten mit spezifischen thermischen Reaktionsstrukturen, Quarze mit PDF-Struktur und Plagioklasxenokristen mit z.T. auftretender polysynthetischer Verzwilligung sowie Zonar- und Wabenstruktur nachgewiesen werden. Ferner konnten Quarze, Quarz/Feldspat-Xenokristen und Phänokristen mit saumartiger Ummantelung von Klinopyroxen, Grundgebirgsklasten (Quarzit, Gneis, Granit) mit z.T. thermischen Reaktionssäumen sowie kollomorphe Quarze beobachtet werden. Als epigenetische Komponenten wurde Anhydrit als Füllung von Mikrogängen nachgewiesen.

Y6N14 (Yucatán-6): Die mikrokristalline Matrix besteht aus mikritischem Karbonat, in welchem sich Schmelzklasten konkaver und konvexer Form mit deutlichen Devitrifizierungs-/Alterationserscheinungen, mikrokryptokristalline Andesitklasten mit xenomorphen Quarz/Feldspat-Kristallen, Quarze mit PDF-Strukturen sowie kleine Karbonat- und Anhydritklasten finden.

Y6N16 (Yucatán-6): Die feine, kryptomikrokristalline Grundmasse dieser Probe (vgl. 4.3.) besteht aus fein verteilten Pyroxenen und Feldspäten. Ferner finden sich opake Phasen, die z.T. kubisch, rhombisch sowie subhedral auftreten. Darüber hinaus treten unregelmäßige Domänen aus Quarz, Klinopyroxenen, Anhydrit, K-Feldspat sowie stellenweise Anreicherungen feinverteilten Biotits auf. Die zu beobachtenden Anhydritklasten zeigen z.T. eine deutliche Mosaikstruktur sowie häufig CO₂-haltige Fluideinschlüsse, die im Zentralteil der Einzelkristalle konzentriert sind, mit primär negativer Charakteristik. Einzelne Fluideinschlüsse zeigen neben der hochsalinaren, fluiden Phase auch Einzelkristalle einer festen Phase. Die Kontakte der einzelnen Anhydritkristalle liegen bei 120°. Stellenweise wurden in der Matrix xenomorphe Plagioklas-Mikrophänokristalle, z.T. korrodiert (alteriert), sowie subidiomorphe Formen mit charakteristischer innerer Wabenstruktur nachgewiesen. Ferner konnten Quarz/Feldspat-Klasten mit Klinopyroxen-Alterationssaum und in einigen Fällen einem weiteren sehr

feinen Anhydritsaum sowie vereinzelt Ballenquarze mit PDF-Strukturen (vgl. Kettrup, 2002) beobachtet werden. In der Matrix fanden sich stellenweise sehr feine, mit epigenetischem Anhydrit verfüllte Adern in μm -Größe.

Y6N17 (Yucatán-6): In der mikrokryptokristallinen Matrix aus Feldspat, Quarz und Klinopyroxen dieser Probe (vgl. 4.3.) konnten häufig Schmelzklasten mit Reaktionssäumen von subidiomorphen Klinopyroxen mit vereinzelt Zonarstrukturen beobachtet werden. In Anhydritmikroklasten konnten zweiphasige Fluideinschlüsse (Gas/Flüssig) sowie lokale linsenförmige, z.T. schnurartige Anhydritdomänen, beobachtet werden. Ferner fanden sich Feldspäte mit Wabenstrukturen, Quarze mit PDF-Strukturen sowie Mikroklasten, die dem Grundgebirge zuzurechen sind.

Y6N19 (Yucatán-6): Die feinkörnige Matrix dieser Probe (vgl. 4.3.) besteht im Wesentlichen aus Quarz, Pyroxen und mikrophänokristallinen Xenokristen aus Feldspat. In ihr finden sich kleine Klasten/Domänen aus Quarz und Feldspat, welche von Klinopyroxenen, stellenweise auch Anhydrit, umsäumt sind. Ferner konnten Anhydritklasten mit zweiphasigen Fluideinschlüssen, Feldspäte mit Wabenstruktur sowie Granitklasten (Grundgebirgsklasten) mit granophyrischer Struktur und polykristalline Quarzaggregate mit PDF-Strukturen, z.T. mit Säumen von Pyroxen und Anhydrit, beobachtet werden.

Sac-IN18 (Sacapuc-I): In der Karbonatmatrix (Mikrit) wurden zu einen Karbonat(sparitischer/mikritischer Kalzit) und Anhydritklasten mit organogenen Komponenten beobachtet. Daneben treten auch xenomorphe, z.T. fetzenartige, konkave sowie konvexe Schmelzklasten (bis mm Größe) mit unregelmäßigen Defitrivizierungs-/Alterationserscheinungen in domänenartigen Clustern mit z.T. aufretenden mikrospherulitischen Strukturen und parallel orientierten Quarz-Feldspat-Komponenten auf. Ferner ließen sich einige Quarze mit PDF-Strukturen nachweisen.

Yax-I (Yaxcopoil-I, 968): Bei dieser Probe (vgl. 4.3.) handelt es sich um ein Bruchstück mit Bimssteinmatrix des Tertiär. In der Matrix treten als isolierte Mineralhauptkomponenten Chlorit-Smektit, Saponit, Illit, Glaukonit, Kalzit, Goethit, Hämatit sowie Cl-Apatit, K-Feldspat, Baryt, Halit, Anhydrit und Gips auf. Ferner konnten sporadisch, fein verteilt, braun-grüne Glassplitter sowie kleine opake Domänen (Metalloxidphasen) beobachtet werden (Morton-Bermea et al., 2003).

Yax-I (Yaxcopoil-I, 395): Bei dieser Probe (vgl. 4.3.) handelt es sich um einen mikritischen Kalk mit stellenweise auftretenden epigenetischen Anhydritgängen und lokalen Rhomboedern von Karbonat und Dolomit mit leicht runden, ovalen, xenomorphen Karbonatklasten. Ferner tritt in dieser Probe eine weitere Komponente eines Ganggesteins auf, welches von kleinen, runden und z.T. stark deformierten Karbonatklasten, alterierten Grundgebirgsklasten, Glassplittern, Schmelzfetzen, kleinen Pyritdomänen sowie deformierten und zerrütteten Quarzen mit PDF-Strukturen dominiert wird. Der Übergang vom Karbonat zum Ganggestein ist scharf und durch das Auftreten eines Saumes aus Tonmineralen (Chlorit/Smektit) charakterisiert.

7.2.2. Geochemie der Tagamitschmelze, Impaktite und Grundgebirgsfragmente

Chix-I, Y6N13, Y6N14, Y6N16, Y6N17, Y6N19, Sac-IN18 und Yax-I: Die untersuchten Schmelzen (Tagamite), klastitreichen Impaktschmelzbrekzien, Grundgebirgsfragmente sowie Suevite des Chicxulub-Kraters (vgl. 4.3.) zeigen deutlich unterschiedliche geochemische Zusammensetzungen. Einen Überblick über die Messergebnisse gibt Tabelle 9. Die Einzelmessergebnisse finden sich im Anhang (13). Die Zusammensetzung der Impaktschmelze (Chix-I) sowie der Suevite und Impaktschmelzbrekzien (Y6N13, Y6N14, Y6N16, Y6N17, Y6N19, Sac-IN18) zeichnet sich durch die relativ hohen SiO₂-, Na₂O- und K₂O-Gehalte aus (Tab. 9). Als variable Beimengungen treten MgO und CaO auf, während sich die Variationsbereiche der Elementgehalte für SO₂, Cr₂O₃, NiO und MnO nicht signifikant von denen der untersuchten Suevite bzw. Impaktbrekzien unterscheiden. Hier sind die SiO₂-, wie auch die Alkalielementgehalte (K₂O, Na₂O) deutlich niedriger, demgegenüber treten FeO und MgO mit deutlich größeren Variationsbereichen in Erscheinung (Tab. 9). Genau wie bei den Proben der Tagamit- bzw. Impaktschmelzbrekzie sind die Variationsbereiche für SO₂, Cr₂O₃, NiO und MnO gering und liegen z.T. im Bereich der Nachweisgrenze (vgl. 6.3.).

Tab. 9: Hauptelementkonzentrationen (Minimum, Maximum und Durchschnittsgehalte) in Gew.% aus n=1706 quantifizierten Mikrosondenmessungen für die Proben Y6N13, Y6N14, Y6N16, Y6N17, Y6N19, Chix-I und Sac-IN18 sowie n=287 Mikrosondenmessungen für die Probe Yax-I (395) in Gew.%. Durchschnittsgehalte sind in Klammern angegeben.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
Y6N13	33.9-98.5 (65.6)	0-24.7 (0.4)	0.15-23.2 (15.7)	0-20.5 (1.7)	0-0.6 (0.05)	0-9.5 (0.4)	0.02-22.3 (4.5)	0.01-9.9 (3.1)	0-15.8 (4.4)	0-0.27 (0.02)	0-0.06 (0.01)	0-0.14 (0.02)	79.3-100.5 (96.0)
Y6N14	26.0-56.8 (51.0)	0-0.07 (0.01)	8.4-23.4 (21.0)	0-0.12 (0.01)	0-0.10 (0.01)	0-0.04 (0.01)	7.3-10.7 (9.4)	0.03-0.53 (0.2)	0.09-0.33 (0.1)	0-0.05 (0.01)	0-0.06 (0.01)	0-0.13 (0.02)	43.1-89.4 (81.9)
Y6N16	0.2-97.1 (52.0)	0-1.2 (0.04)	0.05-20.6 (13.9)	0-6.01 (0.2)	0-1.19 (0.05)	0-8.04 (0.3)	0.3-57.3 (12.7)	0.03-9.6 (3.7)	0.1-13.1 (4.1)	0-0.2 (0.04)	0-0.06 (0.01)	0-0.12 (0.02)	57.0-99.7 (87.2)
Y6N17	49.1-69.0 (62.2)	0-8.6 (0.12)	13.1-26.2 (22.7)	0.08-10.4 (0.82)	0-0.1 (0.02)	0-8.6 (0.2)	0.3-13.7 (3.7)	3.3-11.1 (7.8)	0.03-4.7 (0.5)	0-0.48 (0.03)	0-0.07 (0.01)	0-0.12 (0.02)	82.6-100.7 (98.3)
Y6N19	40-98.5 (60.4)	0-26.3 (0.3)	0.4-26.2 (16.6)	0.1-20.5 (3.1)	0-1.2 (0.08)	0-21.2 (2.0)	0.1-57.3 (8.1)	0.1-11.7 (3.7)	0.05-16.3 (3.3)	0-0.4 (0.1)	0-0.07 (0.02)	0-0.14 (0.02)	76.5-102.4 (98.0)
Chix-I	9.8-98.5 (61.9)	0-26.3 (0.1)	0.2-25.6 (18.1)	0-18.4 (1.4)	0-1.2 (0.05)	0-15.2 (0.3)	0-48.6 (3.3)	0-11.0 (1.9)	0-16.3 (9.3)	0-0.40 (0.02)	0-0.07 (0.01)	0-0.11 (0.02)	56.8-102.4 (96.2)
Sac-IN18	23.1-98.5 (38.1)	0-13.3 (0.7)	0-21.1 (16.0)	0.3-17.2 (13.1)	0-0.15 (0.04)	0-21.2 (16.4)	0-3.6 (1.3)	0-11.7 (1.3)	0-3.5 (0.2)	0-0.1 (0.02)	0-0.07 (0.02)	0-0.12 (0.02)	62.1-101.1 (87.5)
Yax-I (395)	18.1-70.4 (61.7)	0-75.0 (0.8)	10.5-69.9 (21.4)	0.7-2.2 (1.1)	0-0.1 (0.02)	0-1.4 (0.07)	0-12.8 (1.7)	1-8.7 (3.1)	0.8-16.4 (9.2)	0-0.4 (0.04)	0-0.1 (0.01)	0-0.1 (0.02)	60.4-109.3 (99.0)

Yaxcopoil-I (968): In Material der Bohrung Yaxcopoil-I (Probe 968, 779.34–779.36 m u. GOK) konnten Metalloxide in Form von lokalen 1–10 mm großen Domänen nachgewiesen werden. Dominiert werden diese durch das Auftreten von FeO, Cr₂O₃ und NiO in vergleichsweise hohen Konzentrationen (Tab.10; Morton-Bermea et al., 2003), wobei es sich, neben echten FeO-Cr₂O₃-NiO-dominierten Bereichen, auch um Cr- und Ni-Spinelle handelt, welche sich aufgrund der durchgeführten Analysen (Tab. 10) deutlich voneinander unterscheiden lassen. Ferner konnten innerhalb dieser Proben Mikrochondrulen (0.05-0.2 mm), die nach Morton-Bermea et al. (2003) als kondensiertes meteoritisches Material gedeutet werden, in einer Chlorit-Smektit-Matrix nachgewiesen werden. Als akzessorische Minerale treten hier Saponite, Illit, Glaukonit, Kalzit, Goethit, Hämatit sowie Plagioklas (48-66 % An), Pyroxen, Rutil und Illmenit auf. Innerhalb der Matrix konnten fein verteilte, braun-grüne Glassplitter (Impaktglas) sowie Impaktschmelze beobachtet werden (Morton-Bermea et al., 2003). Die nachgewiesenen Impaktgläser zeichnen

7.3. Spurenelementmessungen in Spheruls mittels SYRFA

Die mittels μ -SYRFA durchgeführten Untersuchungen, zweidimensionale Verteilungsbilder an isolierten Spheruls der Profile Mesa Juan-Perez (Einheit 1), El Mimbral (Einheit 1) und Beloc (Abb. 12, 13 und 14), zeigen deutlich erhöhte Gehalte an V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga und Pb in den Randbereichen der untersuchten Spheruls. Mittels Faktoranalyse (vgl. 13) an den Spurenelementdaten lassen sich drei Faktoren, a) kompatibler- (Cr, Fe, Cu, Ni, Zn, Pb), b) inkompatibler- (Zr, Nb, Ti) und c) sekundärmobilerer-Elemente (Mn) charakterisieren. Ferner wurden diskrete Bereiche mit stark erhöhten Konzentrationen an Ca und Sr beobachtet, die lokal punktförmig in Erscheinung treten (Abb. 13). Aufnahmen mittels Röntgenkamera (Abb. 13) zeigen punktuell auftretende, kreisrunde Strukturen sowie lagenartige Strukturen, die den äußeren Teil der Spheruls von einem internen Bereich zu differenzieren scheinen. Untersuchtes Spherulmaterial des Profils Bochil (Mexiko) zeigt eine deutliche Zonierung der Konzentration für die Elemente Sr, Fe, Ba, Rb und Ca. Der innere Bereich der Spheruls ist durch eine deutliche Erhöhung der Elemente Rb, Ba und Ga charakterisiert. In einem Spherul des Profils Mesa Juan-Perez (Einheit 1) mit zentralem Hohlraum wurde bei Messungen vom Rand zum Zentralteil, ein ausgeprägtes Maximum für Mn- und Ca-Gehalte am äußersten Rand, bzw. für Fe-, Zn- und Ni-Gehalte im Randbereich nachgewiesen. Demnach tritt für Y, Rb, Ti, Sr, K, Zr, Ba, La, Ce, Nb und Pb ein Maximum im Zentralteil auf. Untersuchte Spheruls des Profils Beloc zeigen, im Gegensatz zu jenen NE-Mexikos, erhöhte CaO- und Sr- Gehalte (vgl. 7.1.3.).

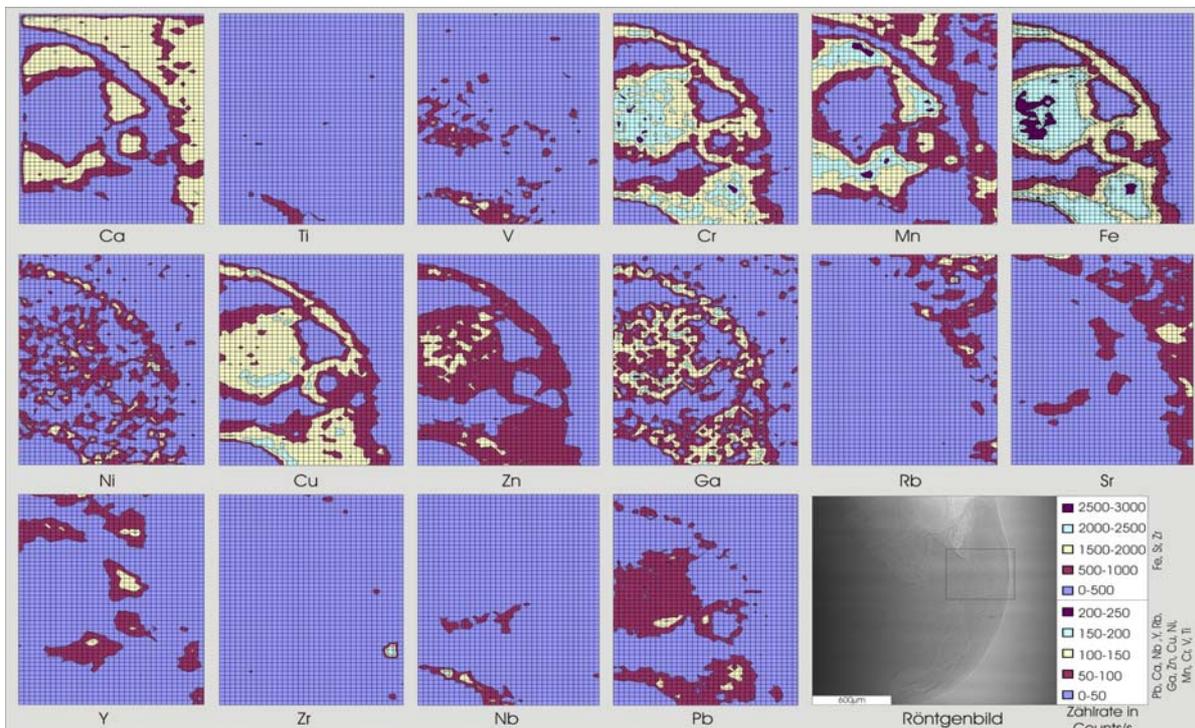


Abb. 12: Elementverteilungsbilder für einen isolierten Spherul des Profils Mesa Juan-Perez (Einheit 1) aus mit SYRFA (ESRF) ermittelten Peakintensitäten für die Elemente Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Pb. Abweichende Zählrate für die Elemente: Ca ($\times 2$), V ($1/5$), Cr ($1/2$), Mn ($\times 2$), Ni ($1/10$), Ga ($1/10$), Sr ($\times 3$), Y ($\times 2$), Zr ($\times 10$), Nb ($\sim 1/2$) und Pb ($\sim 1/2$) nach Legendewert.

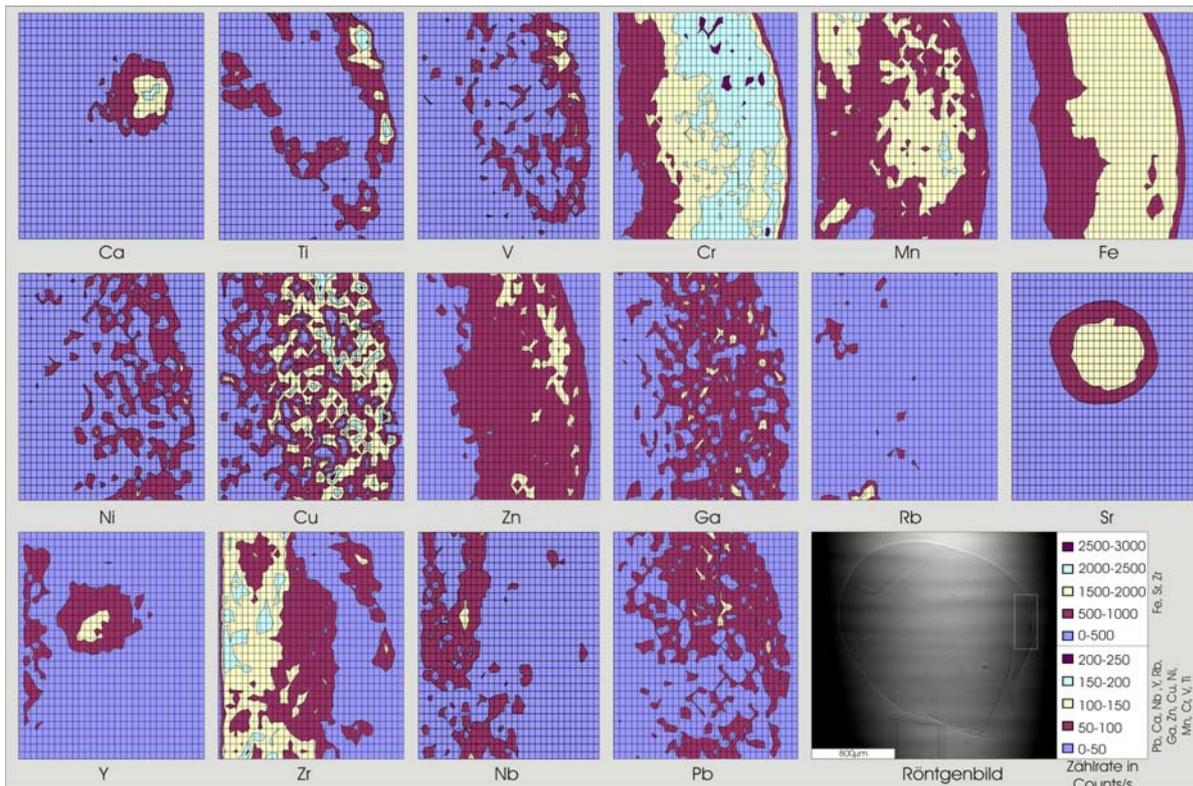


Abb. 13: Elementverteilungsbilder für einen isolierten Spherul des Profils El Mimbral (Einheit 1) aus mit SYRFA (ESRF) ermittelten Peakintensitäten für die Elemente Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Pb. Abweichende Zählrate für die Elemente: Ca (x2), Ti ($\sim 1/2$), V ($1/10$), Cr ($1/10$), Fe (x10), Ni ($1/5$), Cu ($1/10$), Zn ($\sim 1/2$), Ga ($1/10$), Rb ($1/10$), Sr ($1/10$), Y ($\sim 1/20$), Zr ($1/10$), Nb ($1/10$) und Pb ($1/10$) nach Legendenwert.

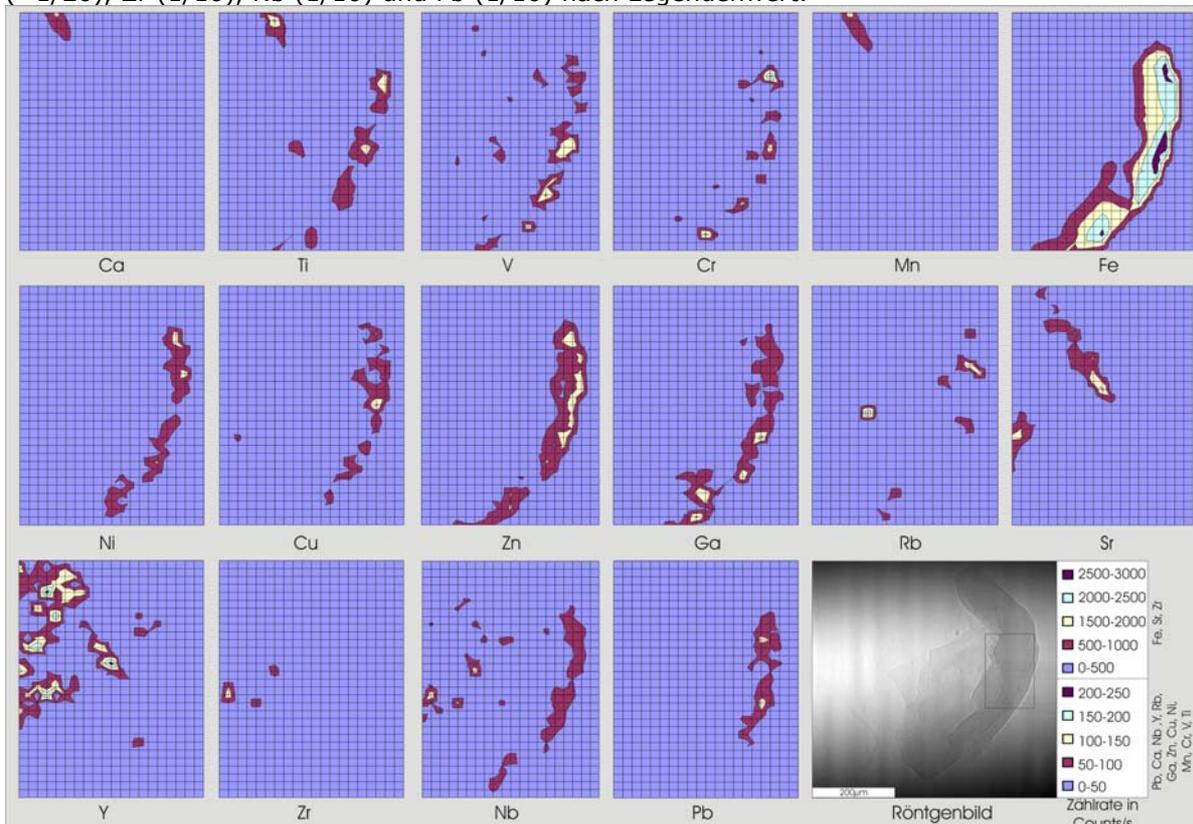
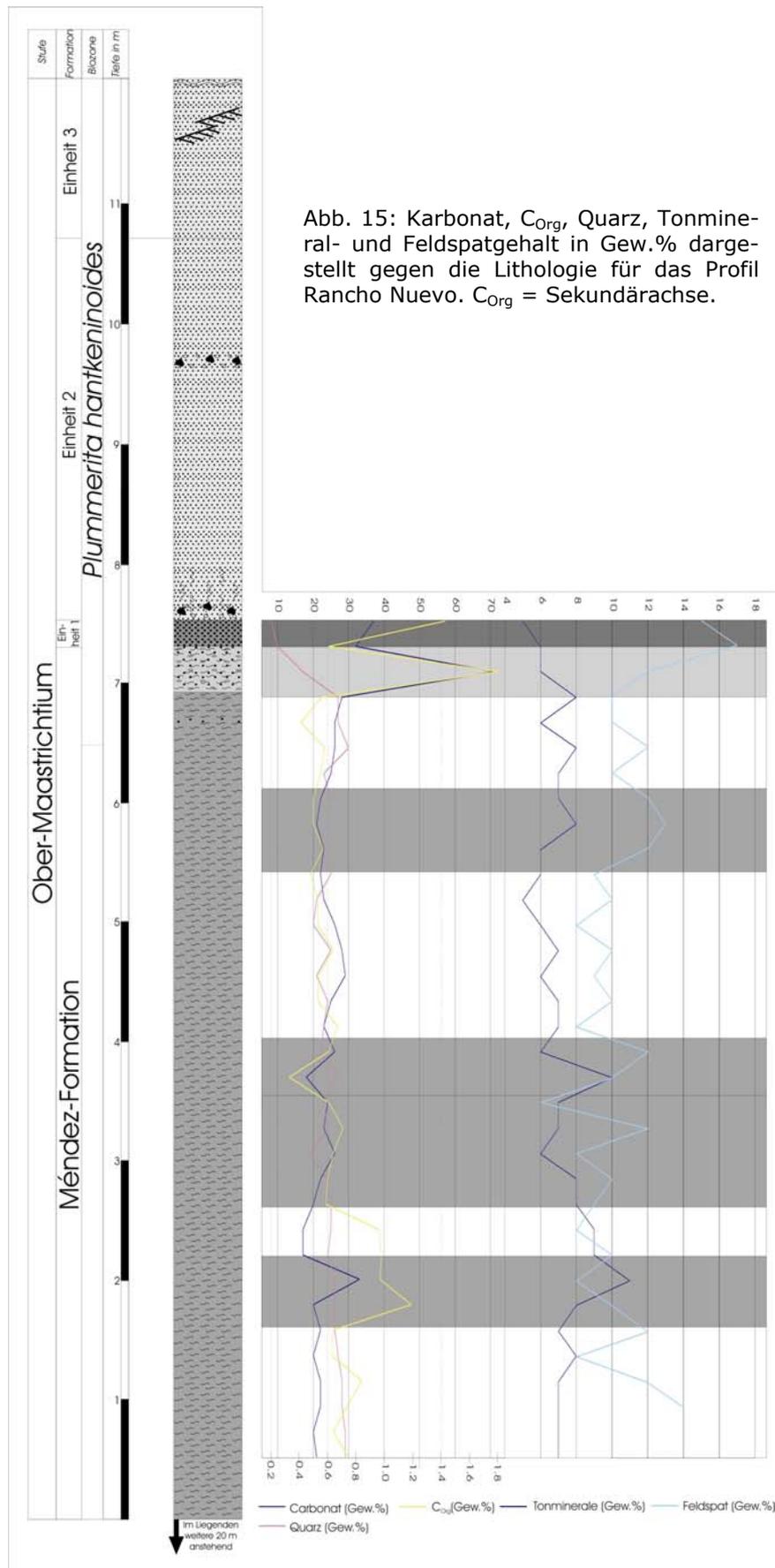


Abb. 14: Elementverteilungsbilder für einen isolierten Spherul des Profils Beloc (Haiti) aus mit SYRFA (ESRF) ermittelten Peakintensitäten für die Elemente Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Pb. Abweichende Zählrate für die Elemente: Ca (x2.5), V (x2.5), Cr (x2.5), Fe (x4), Ni ($1/5$), Cu ($1/10$), Ga ($1/10$), Rb ($\sim 1/2$), Sr (x10), Y (x2), Zr ($\sim 1/2$) und Pb ($1/5$) nach Legendenwert.

7.4. Mineralogie, Haupt- und Spurenelemente des Profils Rancho Nuevo



Im basalen Teil des Profils variieren die Tonmineral- (Illit, Smektit, Chlorit-Smektit), die Feldspat-, Karbonat- und Quarzgehalte sowie die Gehalte an organischem Kohlenstoff nur gering und lassen lediglich drei Bereiche, zwischen 1.5–2.0 m, 3.5–4.5 m und 5.3–6 m unterhalb der Basis der Einheit 2, mit leichten Schwankungen der o.g. Komponenten erkennen. Dagegen können im oberen Teil des Profils, etwa ab 0.70 m unterhalb der Basis der Einheit 2, deutliche Schwankungen beobachtet werden (Abb. 15, Tab. 12 & 13). Während sich der Quarz- und Tonmineralanteil in diesem Bereich deutlich verringert, kommt es zu einem signifikanten Anstieg des Karbonatgehaltes, des Gehalts an organischem Kohlenstoff sowie des Feldspatanteils (Tab.

12 & 13). Unter den Haupt- und Spurenelementen zeigen sich deutliche Konzentrationsunterschiede, wobei MnO, K₂O, Cu und Zn den größten Variationen unterliegen. Eine Übersicht der gemessenen Elementkonzentrationen ist in Tab. 12 aufgeführt. Die Einzelmessergebnisse finden sich im Anhang (13). Insgesamt lassen sich auch unter den Spurenelementen drei Bereiche, 1) direkt unterhalb bis 0.7 m sowie 2) zwischen 1.6 m–2.8 m und 3) zwischen 3.6 m–4.9 m unterhalb der Basis der Einheit 2 charakterisieren. Der erste, hangende Bereich, der innerhalb der ersten 20 cm mit der ejektaführenden Lage der Einheit 1 sowie den folgenden 30 cm mit dem Übergangsbereich des Méndez-Mergel zur Einheit 1 zusammenfällt, zeigt für K₂O, Rb und Nb eine deutliche Abnahme der Konzentration, während die MnO-, CaO-, Ni-, Pb-Gehalte einen deutlichen Anstieg erfahren (Abb. 16 & 17). Eisen (Fe₂O₃), Ga-, Y- sowie Zr-Gehalte verlaufen nahezu konstant über den gesamten beprobten Bereich des Profils (Abb. 16). Der Übergangsbereich vom Méndez-Mergel zur Einheit 1 liegt somit etwa 70 cm unterhalb der Basis der Einheit 2. Mittels Faktoranalyse lassen sich aus Haupt- und Spurenelementen drei Faktoren für a) Detritus, b) Karbonat und c) Tonminerale charakterisieren (vgl. 13). Hierdurch läßt sich für das Profil ein generell abnehmender Trend der detritischen Komponenten sowie, im oberen Teil des Profils (Einheit 1), eine deutliche Zunahme primär-karbonatischer Komponenten nachweisen (Murray & Leinen, 1993, 1996; Bellón et al., 1994). Diese ist im Gelände nur undeutlich als Farbwechsel vom Méndez-Mergel zum ejektaführenden Horizont der Einheit 1 zu erkennen. Die prominenten Ba-Exkursionen, 3.8 m und 4.2 m unterhalb der Basis der Einheit 2, korrelieren lediglich mit Schwankungen des Zn- und des Sr-Gehaltes (Abb. 16). Der starke Anstieg des Bariums (~10 fach; Abb. 16) kann hierbei nach den Ergebnissen der XRD-

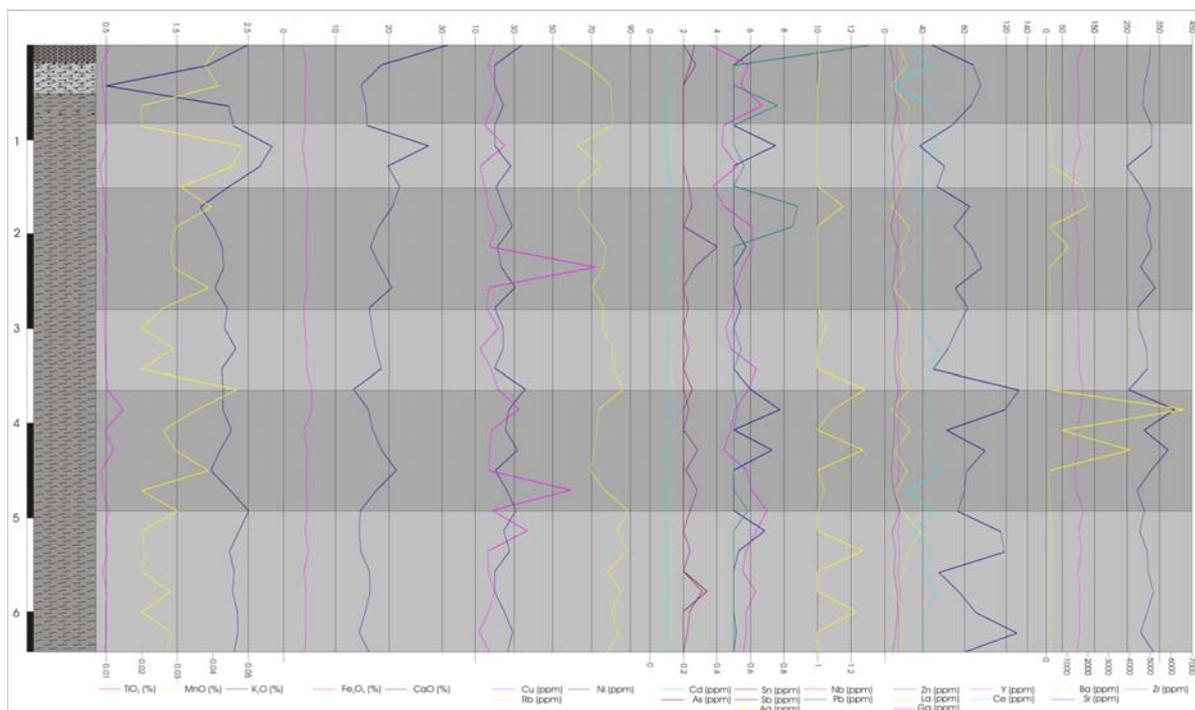


Abb. 16: Haupt- und Spurenelementkonzentrationen (EDX) dargestellt gegen die Lithologie für das Profil Rancho Nuevo. MnO, Ag und Ba-Gehalte auf der Sekundärachse.

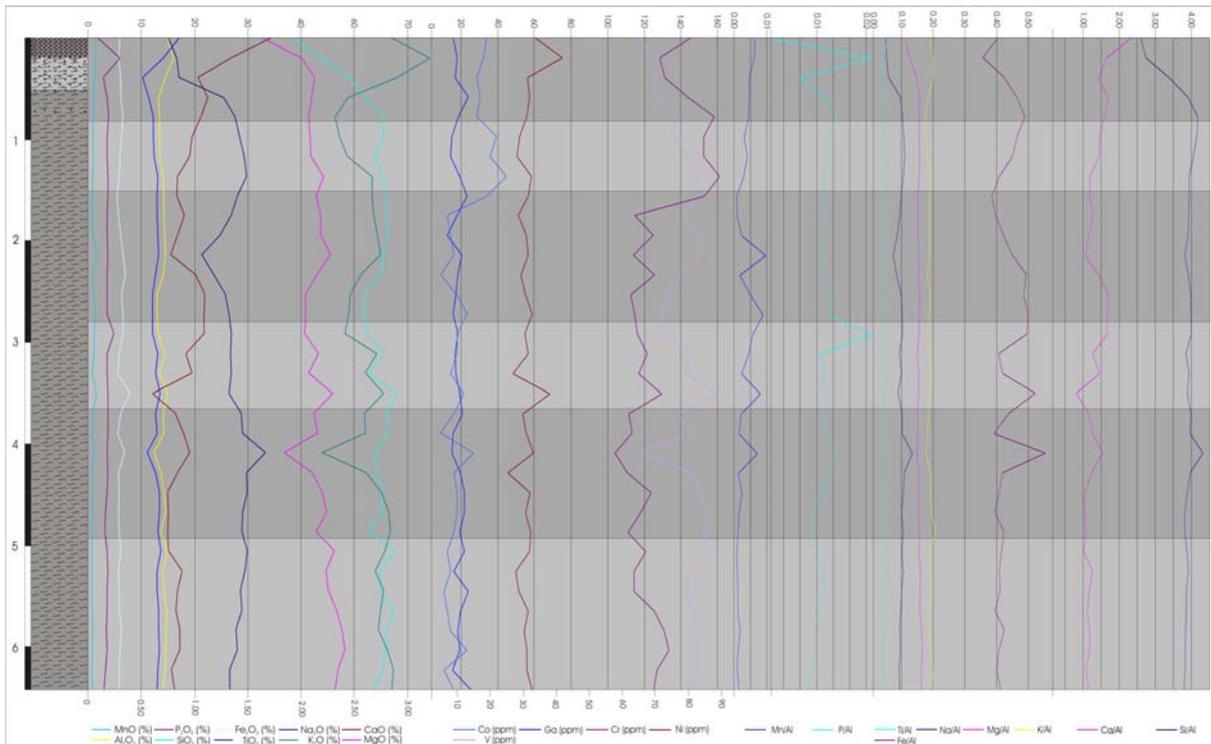


Abb. 17: Haupt- und Spurenelementkonzentrationen/-Verhältnisse (WDX) dargestellt gegen die Lithologie für das Profil Rancho Nuevo. MnO-, P₂O₅-, TiO₂-, Na₂O-, MgO-, K₂O-, Cr-Gehalte auf der Sekundärachse.

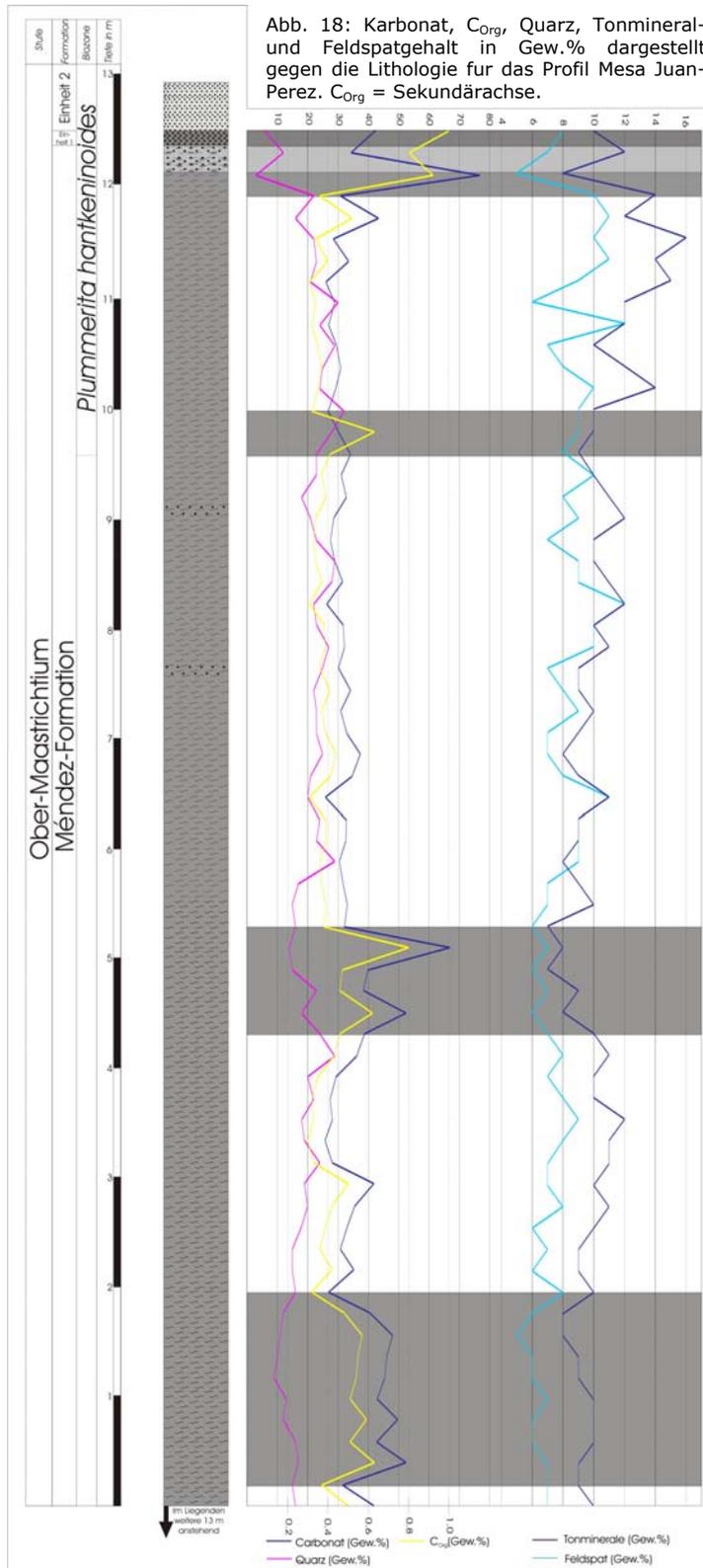
Untersuchungen nicht durch den Eintrag oder die syngedimentäre Neubildung von Bereichen Mineralphasen (Viterit, Baryt) (Bishop, 1988; Dymond et al., 1992) erklärt werden. Er tritt in Rancho Nuevo, ebenso wie in anderen Profilen NE-Mexikos (Stüben et al., 2004) wie auch weltweit (Ramkumar et al., 2004), als isolierter Peak auf. Bei der Gegenüberstellung bedingt bzw. wenig mobiler sowie redoxsensitiver Elemente (Martínez-Ruiz et al., 2001) gegen Al (Abb. 17) lassen sich für den Bereich des Méndez-Mergel nur leichte Variationen erkennen. Mit dem Übergang zur Einheit 1 ist dagegen, korrespondierend mit den Haupt- und Spurenelementen, eine deutliche Schwankung der Verhältnisse insbesondere für P/Al, Fe/Al, Ca/Al und Si/Al zu erkennen.

Tab. 12: Variationsbereich einiger Haupt- und Spurenelementgehalte (Minimum, Maximum und Durchschnittsgehalte) des Profils Rancho Nuevo. Mittelwerte sind in Klammern angegeben. ¹⁾= in Gew.%, ²⁾= in ppm, - = im Bereich der Nachweisgrenze.

	K₂O¹⁾	CaO¹⁾	TiO₂¹⁾	Cr²⁾	MnO¹⁾	Fe₂O₃¹⁾	Ni²⁾	Cu²⁾	Zn²⁾	Ga²⁾	As²⁾	Rb²⁾
Total	0.5-2.8 (2.1)	13.3-31.3 (17.9)	0.4-0.7 (0.4)	1-161.3 (53.5)	0.02-0.04 (0.03)	3.7-5.5 (4.4)	20-35.7 (25.1)	11.8-72.0 (21.8)	37.1-132.1 (81.5)	8.0-17.7 (13)	5-7.7 (5.4)	51.1-88.6 (75.7)
0-0.7 m	0.50-2.49 (1.8)	14.7-31.3 (19.2)	0.43-0.55 (0.4)	-	0.02-0.04 (0.03)	3.8-4.4 (4.2)	20-34.40 (23.7)	16.6-20.6 (18.3)	47.8-95.4 (77.1)	8.0-15.2 (11.8)	5-6.6 (5.3)	51.1-80.4 (72.0)
1.6-2.8 m	1.86-2.15 (2.0)	16.5-20.6 (18.8)	0.45-0.52 (0.4)	-	0.03-0.04 (0.03)	4.4-4.6 (4.5)	21.5-30.6 (25.8)	16.8-72.0 (28.9)	69.8-96.1 (81.7)	9.5-15.4 (12.6)	5-5.7 (5.1)	63.3-77.2 (71.4)
3.6- 4.9 m	1.9-2.2 (2.1)	13.3-21.3 (17.5)	0.4-0.7 (0.5)	50-161.3 (65.9)	20-35.7 (26.7)	4.0-5.5 (4.7)	20.0-35.7 (26.7)	16.8-59.2 (26.3)	50.2-132.1 (89.2)	9.8-16.8 (12.7)	5-7.7 (5.8)	69.3-86.4 (75.8)
	Sr²⁾	Y²⁾	Zr²⁾	Nb²⁾	Mo²⁾	Ag²⁾	Sn²⁾	Sb²⁾	Ba²⁾	La²⁾	Ce²⁾	Pb²⁾
Total	248.0-395.8 (310.2)	15.1-22.2 (17.0)	82.1-113.8 (99.6)	3.5-7.0 (5.4)	5 (5)	1-1.2 (1.0)	12-4.0 (2.3)	2-3.4 (2.1)	10-6604.6 (677.4)	10-37.2 (20.8)	10-59.0 (43.3)	5-13.0 (5.6)
0-0.7 m	297.6-321.3 (312.7)	15.1-16.7 (16.1)	95.0-112.7 (101.6)	3.5-6.7 (5.1)	-	-	2-2.7 (2.1)	2-2.6 (2.2)	10-196.7 (145.8)	10-26.7 (20.7)	10-49.7 (37.1)	5-13.0 (7.1)
1.6-2.8 m	290.5-335.7 (316.6)	15.9-16.8 (16.3)	88.2-101.7 (95.2)	4.4-6.1 (5.4)	-	1.0-1.1 (1.0)	2.0-4.0 (2.6)	2-2.0 (2.0)	166.2-2011.8 (730.3)	10-26.8 (17.9)	41.7-44.6 (43.7)	5-8.8 (6.4)
3.6- 4.9 m	255.3-395.8 (320.5)	15.4-18.4 (17.2)	88.7-113.8 (100)	4.3-6.3 (5.4)	-	1.0-1.2 (1.1)	2.0-2.8 (2.3)	2.0-2.5 (2.0)	165.1-6606.6 (1732.1)	10-27.6 (19.1)	25.4-59.0 (46.0)	5.0-5.2 (5.0)

Tab. 13: Variationsbereiche (Minimum, Maximum und Durchschnittsgehalte) der ermittelten Sulfat-, CO₂-, Karbonat-, Silikat, C_{Org}-, Feldspat- und Tonmineralgehalte des Profils Rancho Nuevo. Mittelwerte sind in Klammern angegeben.

	Sulfat (Gew.%)	CO ₂ (%)	Karbonat (Gew. %)	Silikat (Quarz)	Kohlenstoff als C _{Org}	Feldspat (Gew. %)	Tonminerale (Gew. %)
Total	0-0.3 (0.01)	7.5-31.1 (11.3)	17-71 (29)	8-30 (23.2)	0.3-1.8 (0.7)	5-11 (7.1)	6-17 (10.4)
1.5-2.0 m	0-0.02 (0.0)	12.4-31.1 (17.1)	28.0-71.0 (38.0)	8.0-27.0 (17.0)	0.6-1.0 (0.6)	5.0-8.0 (6.0)	10.0-17.0 (12.0)
3.5-4.5 m	0	9.7-12.3 (10.2)	22.0-28.0 (24.0)	20.0-25.0 (23.0)	0.8-0.4 (0.5)	5.0-7.0 (6.0)	8.0-12.0 (9.8)



7.5. Mineralogie, Haupt- und Spurenelemente des Profils Mesa Juan-Perez

Das Profil Mesa Juan-Perez zeigt über den beprobten Bereich des Méndez-Mergel, wie auch im Profil Rancho Nuevo, leichte Schwankungen für den Quarz-, Tonmineral-, Feldspat- und C_{Org}-Gehalt. Hier lassen sich zwei Bereiche unterscheiden. Der erste Bereich erstreckt sich zwischen 7.1–8.1 m und 10.5–12.1 m unterhalb der Basis der Einheit 2. Dieser ist neben einer Abnahme des Quarzgehaltes durch eine z.T. deutliche Zunahme des Feldspat- und Tonmineralgehaltes charakterisiert. Der zweite Bereich, 2.5–2.9 m unterhalb der Basis der Einheit 2, zeigt eine deutliche Erhöhung des C_{Org}-Gehaltes (Abb. 18). Ferner läßt sich, wie auch im Profil Rancho Nuevo, ein signifikanter Anstieg des Karbonat- und C_{Org}- Gehaltes, bei gleichzeitig deutlicher Abnahme des Tonmineral- und Feldspatgehaltes, etwa 0.7 m unterhalb der Basis der Einheit 2, im Übergangsbereich vom Méndez-Mergel zur Einheit 1, feststellen

(Abb. 18). Für die Haupt- und Spurenelemente dieses Profils lassen sich drei Bereiche, zwischen 0–0.7 m, 3.5–4.5 m und 9.5–10.5 m unterhalb der Basis der Einheit 2, definieren. Während im basalen Teil zwischen 3.5–4.5 m und 9.5–10.5 m unterhalb der Basis der Einheit 2, die Elemente Pb, Sn, Nb, Ag, Zn, La und Ce deutliche Konzentrationsschwankungen zeigen, ist für den Bereich zwischen 9.5–10.5 m unterhalb der Basis der Einheit 2 eine deutliche Variation der Cu-, Ni-, CaO- und TiO₂-Gehalten zu erkennen (Tab. 14 & 15). Wie auch im Profil Rancho Nuevo, kommt es im oberen Bereich, zwischen 0–0.70 m unterhalb der Basis der Einheit 2, zu einem graduellen Wechsel vom Méndez-Mergel zur Einheit 1. Hier zeigt sich für die Elemente/Oxide MnO, TiO₂, K₂O, CaO, Ni, Cu, Pb, Cr und Co ein z.T. signifikanter Konzentrationsanstieg, während für die Elemente Rb, Ag, Pb und Ba eine deutliche Abnahme zu erkennen ist (Abb. 19). Die aus dem Profil Rancho Nuevo bekannte Ba-Anomalie (vgl. 7.4.) wurde in diesem Profil nicht beobachtet.

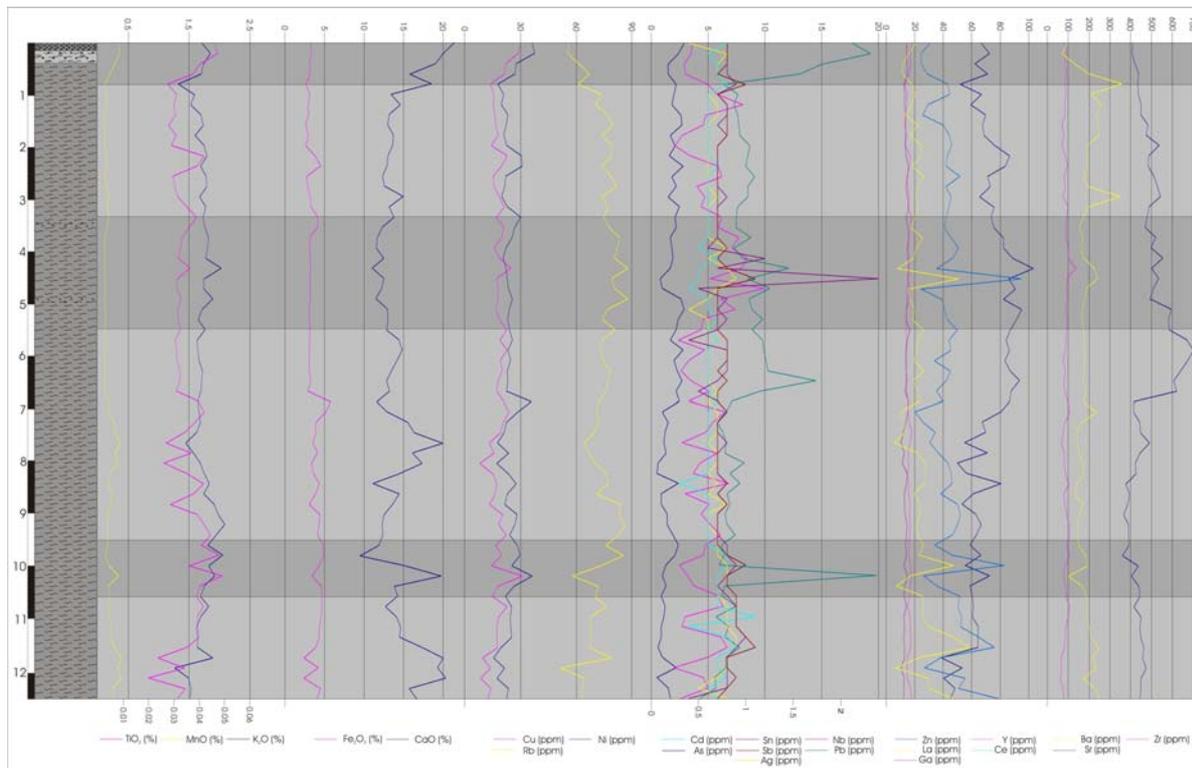


Abb. 19: Haupt- und Spurenelementkonzentrationen (EDX) dargestellt gegen die Lithologie für das Profil Mesa Juan-Perez. MnO-, TiO₂-, Cd-, Sb- und Ag-Gehalte auf der Sekundärachse.

Bei der Gegenüberstellung bedingt bzw. wenig mobiler sowie redoxsensitiver Elemente (Martínez-Ruiz et al., 2001) gegen Al lassen sich im Profil Mesa Juan-Perez im wesentlichen zwei Bereiche a) für Si/Al zwischen 9.5 m und 10.5 m sowie b) ein Bereich zwischen 6.7 m und 12.8 m für Fe/Al unterhalb der Basis der Einheit 2 erkennen (Abb. 20). Wie auch im Profil Rancho Nuevo tritt darüber hinaus für Mn/Al, Ti/Al, Si/Al und Ca/Al ein deutlicher Wechsel mit dem Übergang zur Einheit 1 auf.

Tab. 14: Variationsbereich einiger Haupt- und Spurenelementgehalte (Minimum, Maximum und Durchschnittsgehalte) des Profils Mesa Juan-Perez. Mittelwerte sind in Klammern angegeben. ¹⁾= in Gew.%, ²⁾= in ppm, - = im Bereich der Nachweisgrenze.

	K ₂ O ¹⁾	CaO ¹⁾	TiO ₂ ¹⁾	Cr ²⁾	MnO ¹⁾	Fe ₂ O ₃ ¹⁾	Ni ²⁾	Cu ²⁾	Zn ²⁾	Ga ²⁾	As ²⁾	Rb ²⁾
Total	1.2-2.0 (1.7)	11.0-21.3 (14.4)	0.1-0.4 (0.3)	0-0.005 (0.003)	0.02-0.09 (0.04)	2.3-5.7 (3.6)	15.3-37.3 (24.1)	7.9-30.9 (17.9)	38.4-103.1 (70.5)	10.3-16.5 (13.7)	0.5-2.9 (1.7)	51.6-87.7 (73.6)
0-0.7 m	1.7-1.8 (1.7)	15.8-21.3 (19.0)	0.3-0.4 (0.4)	-	0.04-0.08 (0.07)	3.2-3.2 (3.2)	27.0-37.3 (32.0)	21.2-29.9 (25.3)	62.2-72.5 (68.1)	14.4-14.9 (14.4)	1.5-2.9 (2.0)	55.3-67.1 (59.8)
3.2-5.5 m	1.6-2.0 (1.7)	11.0-13.7 (12.3)	0.3-0.3 (0.3)	-	0.02-0.04 (0.03)	3.0-4.1 (3.3)	20.3-29.9 (23.9)	15.7-24.7 (19.0)	73.6-103.1 (85.6)	13.6-16.5 (15.1)	0.8-2.9 (1.9)	74.0-87.7 (80.2)
9.5-10.5 m	1.7-2.0 (1.8)	9.54-19.77 (13.7)	0.3-0.4 (0.4)	-	0.02-0.08 (0.04)	3.4-4.8 (4.3)	24.0-36.1 (28.2)	14.1-30.9 (28.2)	55.5-72.4 (62.4)	12.1-14.9 (13.6)	1-2.4 (1.6)	57.9-85.4 (74.5)
	Sr ²⁾	Y ²⁾	Zr ²⁾	Nb ²⁾	Mo ²⁾	Ag ²⁾	Sn ²⁾	Sb ²⁾	Ba ²⁾	La ²⁾	Ce ²⁾	Pb ²⁾
Total	361.0-701.3 (476.8)	12.8-18.4 (15.4)	62.3-137.9 (88.2)	2.0-9.9 (4.8)	1.8-3.3 (2.3)	0.9-0.4 (0.6)	0.4-2.4 (0.7)	0.7-1.1 (0.7)	70-357.8 (187.2)	5.3-58.4 (22.4)	20.2-94.6 (43.4)	4.3-19.8 (8.4)
0-0.7 m	407.3-437.4 (418.8)	16.1-18.4 (17.0)	84.7-92.0 (88.3)	2.9-3.6 (3.2)	1.8-3.1 (2.6)	0.4-0.8 (0.6)	0.8-0.8 (0.8)	0.7-0.8 (0.7)	70.0-199.3 (124.0)	11.3-20.5 (14.7)	24.2-30.5 (26.9)	13.1-19.3 (16.2)
3.2-5.5 m	470.1-595.4 (523.7)	13.8-17.9 (15.2)	88.1-137.9 (97.7)	4.4-9.9 (6.5)	1.9-2.6 (2.2)	0.4-0.9 (0.6)	0.5-2.4 (0.8)	0.7-1.1 (0.7)	154.7-242.7 (182.5)	7.9-50.8 (21.6)	24.3-94.6 (45.8)	7.3-12.1 (8.7)
9.5-10.5 m	361.0-439.3 (403.8)	15.5-17.7 (16.5)	79.6-108.4 (93.3)	2.5-6.1 (4.1)	2.2-3.3 (2.5)	0.7-0.8 (0.7)	0.7-0.9 (0.7)	0.7-0.9 (0.7)	101.3-190.8 (156.6)	7.1-47.1 (23.7)	26.0-82.7 (45.1)	6.0-19.8 (8.7)

Tab. 15: Variationsbereiche (Minimum, Maximum und Durchschnittsgehalte) der ermittelten Sulfat-, CO₂-, Karbonat-, Silikat-, C_{org}-, Feldspat- und Tonmineralegehalte des Profils Mesa Juan-Perez. Mittelwerte sind in Klammern angegeben.

	Sulfat (Gew.%)	CO ₂ (%)	Karbonat (Gew. %)	Silikat (Quarz)	Kohlenstoff als C _{org}	Feldspat (Gew. %)	Tonminerale (Gew. %)
Total	0-0.09 (0.03)	9.7-26.4 (15.6)	25-6-76.8 (35.3)	3-32 (19.9)	0.3-1.0 (0.4)	5-12 (7.8)	7-16 (10.1)
2.5-2.9 m	0.03-0.02 (0.03)	9.7-15.3 (12.4)	26.7-34.1 (30.1)	23-32 (26.7)	0.3-0.6 (0.4)	8-10 (9)	9-14 (10.7)
7.1-8.1 m	0.01-0.02 (0.02)	16.7-20.3 (18.4)	32.0-66.8 (43.7)	14-23 (16)	0.3-0.8 (0.5)	6-7 (6.5)	7-10 (8.1)
10.5-12.1 m	0.01-0.03 (0.02)	14.2-23.5 (18.6)	26.9-49.7 (41.9)	9-16 (12.6)	0.3-0.6 (0.5)	5-8 (6.2)	8-10 (9.2)

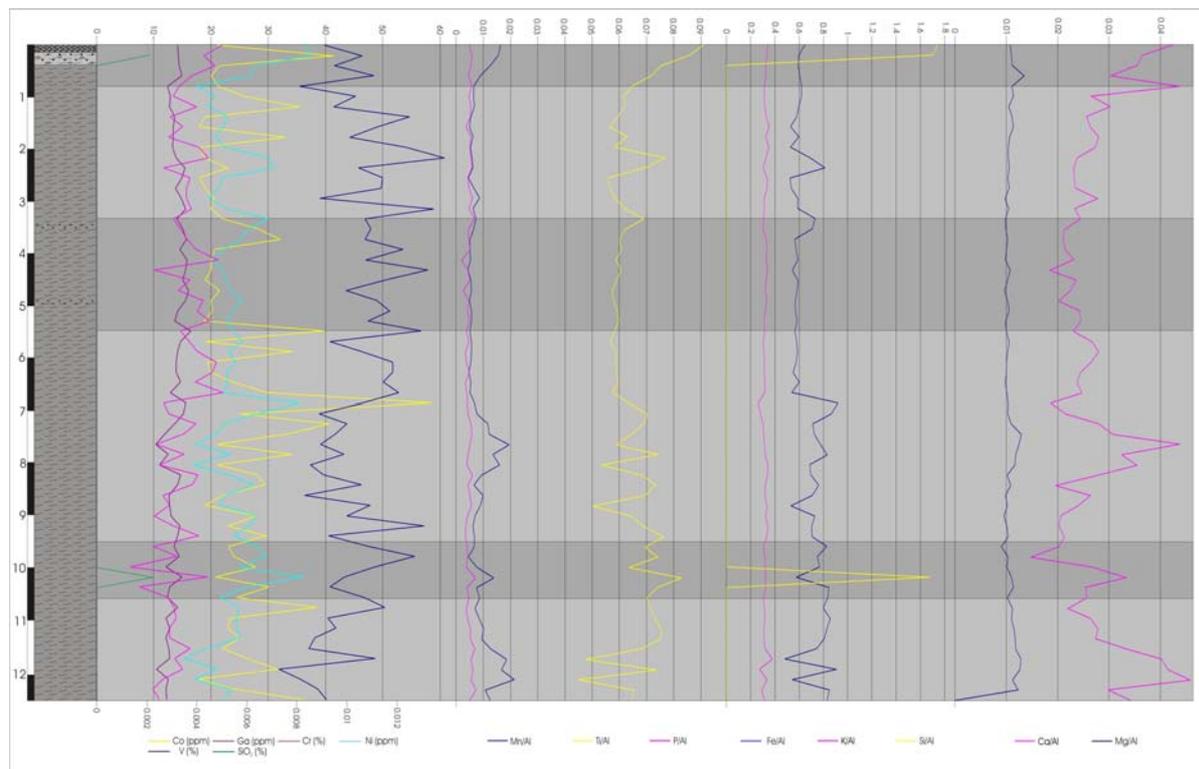


Abb. 20: Haupt- und Spurenelementkonzentrationen/-Verhältnisse (EDX) dargestellt gegen die Lithologie für das Profil Mesa Juan-Perez. Cr- und V-Gehalte auf der Sekundärachse.

8. Diskussion

8.1. Herkunft der Ejekta - Klassifizierung und geochemische Charakterisierung der Ejekta NE-Mexikos und deren Verhältnis zum Chicxulub-Impakt

Die charakteristische Morphologie der Spheruls, ihre Internstrukturen, insbesondere Entgasungshohlräume (Blasen) (Larsen et al., 2004), die chemische Zusammensetzung und das Fehlen von mikrolithischen Strukturen deuten das untersuchte Material als definitionsgemäße, echte Mikrotektite/Mikrospheruls (McCall, 2001; Chao, 1963) und lassen auf eine Ablagerung in noch weitgehend heißem, duktilen Zustand schließen (Engelhard et al., 1995; Heinen, 1997) (vgl. 5.2.1.; 5.2.2.). Das Auftreten von fragmentierten Spheruls, Splintern und Schlierenstrukturen liefert hierbei einen Hinweis auf unterschiedliche Generationen der Tektitbildung und wird durch die vorliegenden geochemischen Daten unterstützt (vgl. 7.1.3.; 7.3.).

Während echte Mikrospheruls definitionsgemäß kreisrund, leicht elonginal oder als Tropfen-/Birnenform in Erscheinung treten (McCall, 2001; Montanari & Koeberl, 2002) und als ballistische Projektile zur Distribution gelangen, können die nachgewiesenen Splitter (Glasschlieren/-lagen) einer zweiten, nicht ballistischen Generation, in Analogie zu Pyroklastika, zugerechnet werden (Stähle, 1972; Graup, 1981; Glass, 1990; Izett, 1991; Engelhardt et al., 1995; Dressler & Reimold, 2001; McCall, 2001). Letztgenannte Ejekta findet sich, in Analogie zu Hyaloklastiten (z.B. Lapilli-Tuff; Rao, 1997), nahe dem Ursprungsort (proximal) (Fischer & Schmincke, 1989), was zu einem nicht unerheblichen Maße für die morphologische Konfiguration verantwortlich ist. Dieser Typ muß somit der sog. proximalen Ejekta zugerechnet werden, gleichwohl diese definitionsgemäß in NE-Mexiko nicht in Erscheinung treten sollten (Melosh, 1989; Montanari & Koeberl, 2002). Dies kann im wesentlichen durch drei Prozesse, einer Distribution durch a) "base surge" bzw. "ejekta curtain" und b) "vapor plume" oder durch c) Resedimentation erklärt werden. Ferner muß für das häufige Auftreten von Ejekta des Splitter-Typs davon ausgegangen werden, dass dieser zumindest z.T. in Analogie zu vulkanischen Gläsern als Glasfragmente ehemaliger, zerbrochener Mikrotektite zu deuten ist (vgl. Istrate, 1978). In Analogie zu Untersuchungen vulkanischen Materials (Istrate, 1978; Fisher & Schmincke, 1989) gelang es im Rahmen der vorliegenden Arbeit, ähnliche Formen und z.T. noch zusammenhängende Strukturen (fragmentierte Spheruls) nachzuweisen (vgl. 7.1.1.). Die große Ähnlichkeit, in Hinblick auf die Feldspat- und die mafische Komponente innerhalb der Spheruls und der Splitter des Profils Rancho Canales, unterstreichen diese Vermutung (vgl. 7.1.3.). Dies läßt darauf schließen, dass es sich bei den Splintern dieses Profils überwiegend um Bruchstücke ehemaliger Spheruls handelt.

Die untersuchte Ejekta korrespondiert morphologisch wie auch geochemisch zu sog. Smektit-Spheruls der Kreide/Tertiär-Übergänge des Golf von Mexiko, des Atlantiks, des Pazifiks sowie des Western Interior Seaway (Sharpton et al., 1990; Ryder et al., 1996;

Kroon et al., 2001; McCall, 2001; Koeberl & MacLeod, 2002; Koeberl & Martínez-Ruiz, 2003; Schulte et al., 2003).

Die vorliegenden petrographischen, mineralogischen und geochemischen Untersuchungen (vgl. 7.1.) zeigen, dass die Ejekta NE-Mexikos dem Chicxulub-Impakt zuzurechnen ist. Die beiden Haupttypen der in NE-Mexiko in Erscheinung tretenden Ejekta, Spheruls und Splitter, zeigen deutlich den Zusammenhang zu Impaktschmelzgesteinen, Impaktiten und Grundgebirgsklasten des Kraters (Tagamit, Granit, Gneis und Amphibolit; vgl. 7.1.3., Abb. 21, E, H; Abb. 22). Ferner ist zu erkennen, dass der Anteil mitaufgeschmolzener Sedimente des sedimentären Deckgebirges Yucatáns, im wesentlichen Karbonate, im Spherul-Typ deutlich höher liegt als bei dem untersuchten Splitter-Typ (Abb. 22). Bei diesem überwiegt der Anteil aufgeschmolzenen Materials des Grundgebirges (Granit, Gneis, Schiefer, Amphibolit; Sharpton et al., 1996; Kettrup, 2002; Kettrup et al., 2003). Eine Dominanz des sedimentären Deckgebirges konnte für die Profile Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Spherul), El Peñon (Einheit 1, Spherul) und El Mimbral (Einheit 1, Spherul), untergeordnet Rancho Canales und La Lajilla, nachgewiesen werden und kann so einen Hinweis auf regionale Umlagerungsprozesse liefern (vgl. 8.4.).

Das nördlichste Profil Rancho Nuevo zeigt, genau wie das Profil Rancho Canales, bei der direkten Gegenüberstellung zu den anderen untersuchten Profilen (Tab. 7), einen eigenständigen Charakter, der vermutlich auf das gleiche Liefergebiet während der Umlagerung zurückzuführen ist. Beide Profile lassen sich gut miteinander korrelieren und unterscheiden sich lediglich durch die im Profil Rancho Canales nachweisbare Mischungsreihe zwischen mafischen und karbonatdominierten Komponenten.

Die Spheruls und Splitter der originären Ejektalage des Profils El Peñon zeigen sowohl mikroskopisch als auch chemisch einen sehr eigenständigen Charakter (vgl. 7.1.3.). Spheruls treten hier ausschließlich kreisrund und nur sehr selten elliptisch, stets als massive, mäßig alterierte Formen auf. Die Splitter dieses Horizontes zeigen im Gegensatz zu jenen der anderen Ejektahorizonte NE-Mexikos durchgehend stark irreguläre Formen („Splash-Form“; McCall, 2001), die mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine schnelle Abkühlung von noch sehr heißem, duktilen Material zurückzuführen ist. Chemisch lassen sich zwischen beiden Ejektatypen keine Unterschiede feststellen. Ihre Zusammensetzung ist genetisch klar auf die Grundgebirgsgesteine (vgl. Abb. 22, A, B) Yucatáns zurückzuführen. Die starke Verschiebung der Elementgehalte in Richtung des Al_2O_3 bei den Spheruls und Splittern der originären Ejektalage des Profils El Peñon kann einen Hinweis darauf geben, dass hier überwiegend feldspatreiche Gesteine des Grundgebirges (Kettrup & Deutsch, 2003) aufgeschmolzen wurden. Eine heterogene geochemische Zusammensetzung, wie sie für die Ejekta der anderen Horizonte (Einheit 1, Méndez I/II) nachgewiesen werden konnte (vgl. Abb. 22, A, B), tritt hier nicht signifikant in Erscheinung. Sowohl bei den Spheruls, als auch bei den Splittern der originären Ejektalage des Profils El Peñon, konnten nur sehr vereinzelt Komponenten der Im-

paktschmelze oder des sedimentären Deckgebirges gefunden werden, was diese Ejekta deutlich von der geochemischen Zusammensetzung der in den anderen Ejektahorizonten auftretenden Spheruls und Splitter unterscheidet. Diese deutlich unterschiedliche chemische Zusammensetzung, bei der kein Mischsignal anderer Ausgangsgesteine nachgewiesen werden konnten, läßt indirekt darauf schließen, dass es regional zur Ablagerung von Ejekta unterschiedlicher Zusammensetzung, folglich zur Ausbildung unterschiedlicher Streufelder, gekommen ist. Für die Ejekta des Spherul-Typs lassen sich somit mindestens zwei Typen mit a) einer klaren chemischen Signatur des Grundgebirges und b) mit einem klaren Mischsignal der Sedimente des Deckgebirges und der Impaktschmelze unterscheiden (vgl. Abb. 22, A). Diese Ergebnisse unterstützen aus geochemischer Sicht die lithostratigraphischen Ergebnisse von Keller et al. (2003a, 2004a/b), dass es sich hier um die originäre Ejektalage des Chicxulub-Impakts handelt. Ferner zeigen diese Ergebnisse, dass Umlagerung der Ejekta des Hangenden zum Liegenden (z.B. Slumping; Schulte, 2003) nicht stattgefunden haben kann (vgl. 8.5).

Der Gesamtbereich der gemessenen Elementgehalte, dominiert von Al_2O_3 , MgO, FeO und Na_2O sowie Si-Al-K-reichen Gläsern, läßt auf eine intermediär- bis mafische Ausgangschmelze schließen, was sich mit den Beobachtungen anderer Autoren deckt (Kettrup, 2002; Schulte, 2003). Während das untersuchte Referenzmaterial Belocs (Spheruls, Haiti) als Si-Al-reiches Glas andesitischer Zusammensetzung, (Koeberl & Sigurdsson, 1992) mit variablen Beimengungen von CaO und FeO hin zu einem CaO-dominierten Endglied, auftritt, zeigen die untersuchten Spheruls NE-Mexikos eine deutlich differenzierte Zusammensetzung in Form von Si-Al-K-, Si-Ca- und Si-Al-Mg-reichen Gläsern. Ferner konnten FeO-, TiO_2 - sowie K_2O -dominierte Internstrukturen beobachtet werden, was beide Tektitgläser deutlich voneinander unterscheidet. Darüber hinaus zeigt die Betrachtung der Gesamtzusammensetzung der untersuchten Ejekta NE-Mexikos (vgl. 7.1.3.), in Hinblick auf den Vergleich zur Geochemie der potentiellen Ausgangsgesteine (Abb. 21, E, H; Abb. 22, A, B), dass hier ebenfalls deutliche Unterschiede zwischen beiden Ejektypen bestehen. Diese unterschiedliche Zusammensetzung der Ejekta spiegelt somit die komplexe Geologie des Einschlagortes wider und bestätigt vorangegangene Arbeiten, die dieses Phänomen dokumentieren (Kettrup & Deutsch, 2000; Kettrup et al., 2003; Schulte, 2003). Die Unterschiede der Ausgangschmelzen Belocs und NE-Mexikos und der Vergleich zu Literaturdaten (Izett, 1990) lassen ferner auf den komplexen Prozess der Ejektaentstehung und deren regionale Distribution schließen. Die nachgewiesenen Trends zwischen den untersuchten Grundgebirgsfragmenten (Granit, Gneis und Amphibolit), Impaktiten und Impaktschmelzen spiegeln vermutlich Mischungen zwischen den einzelnen Komponenten (vgl. 7.1.3.; Abb. 6, 7) wider, was seinen Ausdruck in der heterogenen Zusammensetzung der Ejekta NE-Mexikos findet (Abb. 6, 7; vgl. Kettrup, 2002; Schulte, 2003).

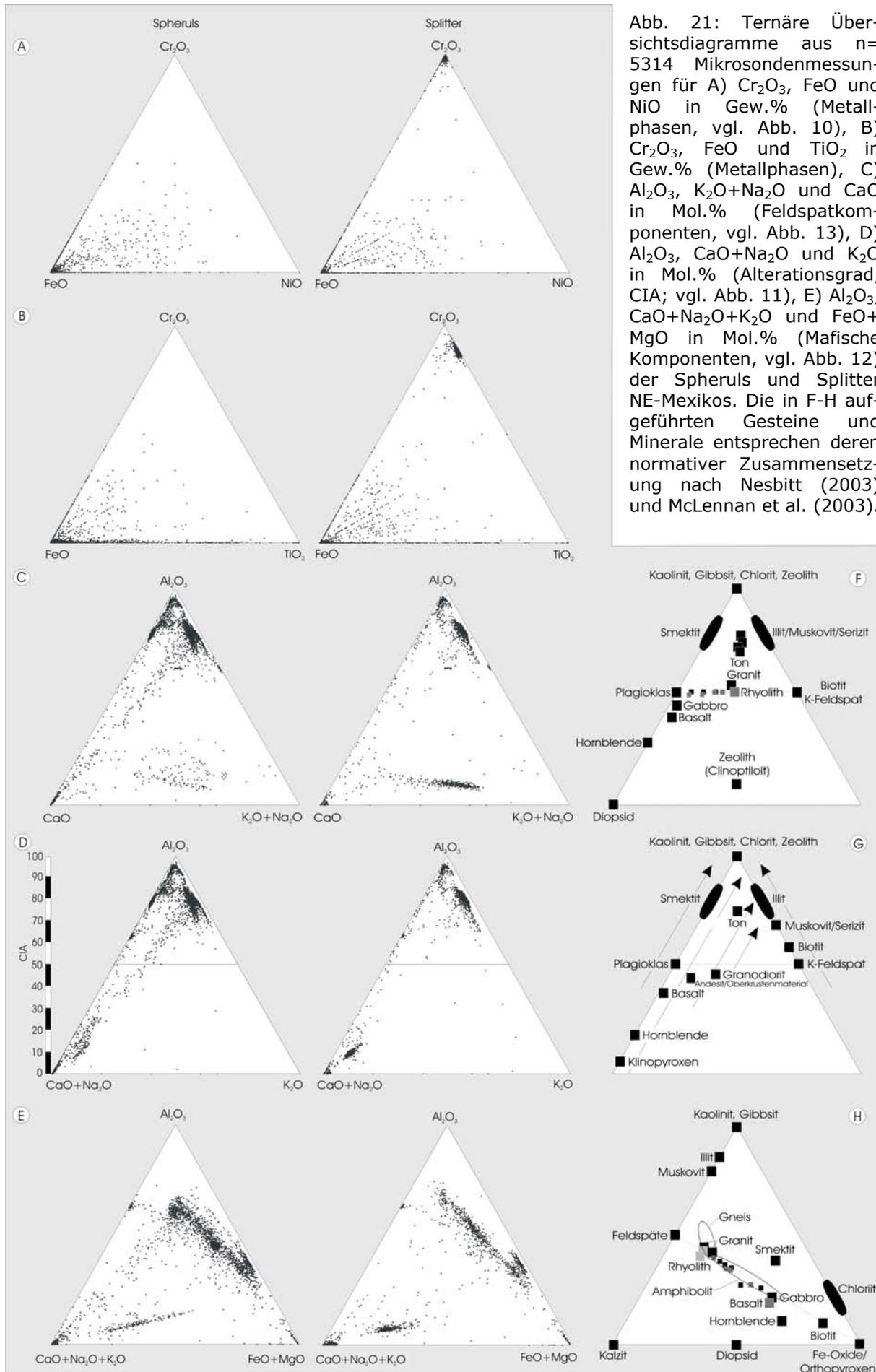


Abb. 21: Ternäre Übersichtsdiagramme aus n= 5314 Mikrosondenmessungen für A) Cr_2O_3 , FeO und NiO in Gew.% (Metallphasen, vgl. Abb. 10), B) Cr_2O_3 , FeO und TiO_2 in Gew.% (Metallphasen), C) Al_2O_3 , K_2O+Na_2O und CaO in Mol.% (Feldspatkomponenten, vgl. Abb. 13), D) Al_2O_3 , $CaO+Na_2O$ und K_2O in Mol.% (Alterationsgrad, CIA; vgl. Abb. 11), E) Al_2O_3 , $CaO+Na_2O+K_2O$ und $FeO+MgO$ in Mol.% (Mafische Komponenten, vgl. Abb. 12) der Spheruls und Splitter NE-Mexikos. Die in F-H aufgeführten Gesteine und Minerale entsprechen deren normativer Zusammensetzung nach Nesbitt (2003) und McLennan et al. (2003).

Die zu beobachtenden FeO+TiO₂-reichen Bereiche (Abb. 21, B) müssen auf die häufig auftretenden FeO- und TiO₂-dominierten Internstrukturen (Taf. 4, D) zurückgeführt werden, wohingegen zwischen FeO, NiO und Cr₂O₃ (Abb. 21, A) keine eindeutige Korrespondenz nachzuweisen ist. Hier handelt es sich möglicherweise um epigenetische Anreicherungen von Cr₂O₃ oder lokal auftretende erhöhte Konzentrationen infolge einer erhöhten Aufnahme von Cr₂O₃ aus meteoritischem- oder aus Material des Grundgebirges während der Ejektaentstehung, die im vorliegenden Fall ausschließlich in Splittern nachgewiesen werden konnte (Abb. 8).

Erhöhte NiO-Konzentrationen wurden nicht nachgewiesen. Die durch Schulte (2003) beschriebenen Ni-reichen "Cluster" konnten beobachtet, jedoch eindeutig auf eine sekundäre Kontamination der Oberfläche der Mikrosondenschleife, die während des Bedampfungsprozess entsteht, zurückgeführt werden.

Der Nachweis von "Chlorit/Smektit-Spheruls", welcher von einem feinen SiO₂-Saum (Taf. 2, A, B; Taf. 6, C-G) umschlossen ist, läßt darauf schließen, dass es sich hierbei um Reliktminerale (Pseudomorphosen) handelt, welche während der Spherulgenese ein- bzw. umschlossen wurden (Bohor, 1987; Heinen, 1997). Sie sind somit als sog. mikrokristalline Spheruls (Microkrystites) der Typ-II-Ejekta, zu definieren (vgl. 5.2.3.).

Die häufig zu beobachtende Fragmentierung der Spheruls ist wahrscheinlich auf intensive Alteration des ursprünglichen SiO₂ zurückzuführen, deren so entstandene Hohlräume epigenetisch mit Karbonat verfüllt wurden (Taf. 1, A-E, K-O, W-Y, A1, A2; Taf. 2, D; Taf. 3, E, F; Taf. 4, G).

Echte Mischungsstrukturen (Mischungsschlieren) innerhalb gut erhaltener Glasmatrizes, wie sie u.a. als binäre Mischung zwischen Karbonat und Silikat für Ejekta des Profils Beloc (Haiti) beschrieben (Stüben et al., 2002) und als Resultat einer schnellen Abkühlung gedeutet werden (Schultz et al., 2004), ließen sich für die Ejekta NE-Mexikos nicht nachweisen. Dies ist als weiteres deutliches Unterscheidungsmerkmal verschiedener Tektitgenerationen, unterschiedlicher Impaktschmelzzusammensetzung und der unterschiedlichen Distribution der Ejekta zu deuten. Häufig sind mikroskopisch meist (kreis-)runde oder leicht elongierte Hohlräume, die zum überwiegenden Teil mit Karbonat verfüllt sind, zu beobachten und können als Entgasungshohlräume, die während der Abkühlung der Ejekta entstanden sind, interpretiert werden (Smit et al., 1992a; Schultz, 2004) (Taf. 1, A-E, K-O, W-Y, A1, A2; Taf. 2, D; Taf. 3, E, F; Taf. 4, G). Solche Hohlräume sind häufig für Ejekta des K/T-Grenzübergangs NE-Mexikos (u.a. Keller et al., 2002, 2003a, 2003b, 2004a), des Atlaniks (Martínez-Ruiz et al., 2001) und des Pazifiks (Kyte et al., 1996) beschrieben, stehen aber im Gegensatz zu Beschreibungen der Ejekta der Karibik (Beloc) und des europäischen Raumes. Dies kann einen Hinweis auf die unterschiedliche ballistische Distribution der Chicxulub-Ejekta geben, was indirekt durch

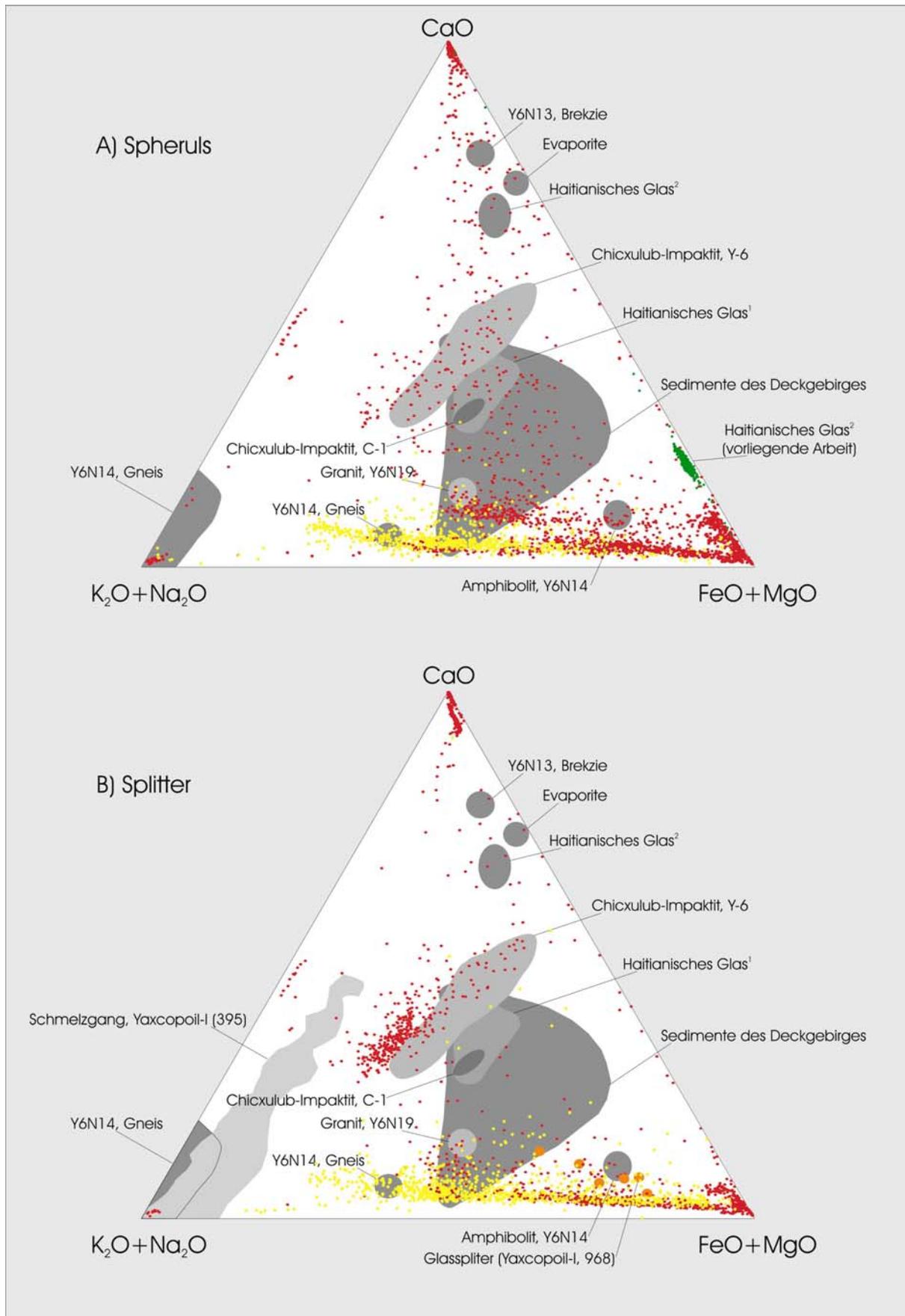


Abb. 22: Ternäre Diagramme für CaO, K₂O+Na₂O und FeO+MgO in Gew.% für Chicxulub-Impaktite, Grundgebirgsfragmente, Deckgebirgssedimente (greue Felder) der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6 und Yaxcopoil-I sowie der Ejekta NE-Mexikos (A: Spheruls und B: Splitter, rot und gelb ausgehalten). Datengrundlage: Kettrup (2002), geändert und ergänzt; C-1 Im-

paktschmelze, Schuraytz et al. (1994), vorliegende Arbeit; Y-6 Impaktschmelze, Kettrup (2002), vorliegende Arbeit; haitianisches Glas², Koeberl & Sigurdsson (1992), vorliegende Arbeit; haitianisches Glas¹, Koeberl & Sigurdsson (1992); Sedimente des Deckgebirges und Evaporite, Koeberl (1993); Schmelzgang Yaxcopoil-I (395), vorliegende Arbeit, Glassplitter Yaxcopoil-I (968), vorliegende Arbeit, Ejekta NE-Mexiko (rot ausgehalten; Proben der Einheit 1, Méndez I/II, bzw. gelb ausgehalten Proben der originären Ejektalage El Peñon), vorliegende Arbeit. Anzahl der Messungen: Ejekta NE-Mexiko n=8194 (davon n=1722 der originären Spherullage des Profils El Peñon) sowie Impaktite und Grundgebirgsgesteine mit n=1419 Messungen. Besonders erwähnenswert ist, dass die zwei Populationen der Impaktschmelz- und die der Grundgebirgssignatur in allen Spheruls realisiert sind. Der Bereich der Sedimente des Deckgebirges wird weitgehend durch Spheruls der Profile El Peñon, El Mimbrial sowie Mesa Juan-Perez dominiert. ¹ = Haitianische Glas schwarzer Farbe, ² = Haitianisches Glas gelber Farbe.

die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der K/T-grenznahen Ejekta gestützt wird. Ferner muß davon ausgegangen werden, dass es infolge der Aufnahme von Klasten (z.B. Tonminerale; Taf. 6, C-E) aus kraternahen Bereichen während der Ejektamodifikation zur Einmischung sekundärer chemischer Signale gekommen ist.

Der Vergleich zwischen den einzelnen ternären Diagrammen (Abb. 21, C-H; Abb. 22, A, B) und der Darstellung der gewonnenen Messergebnisse gegen die normative Zusammensetzung der aus der Chicxulub-Impaktstruktur beprobten Gesteine und Minerale (vgl. Abb. 22) zeigen sehr gute Korrelationen. Die Feldspatanteile (Abb. 21, D, G; Abb. 11) korrespondieren mit den entsprechenden mafischen Ausgangsgesteinen (Abb. 21, E, H; Abb. 22). Der klar in Erscheinung tretende Trend (Abb. 21, E, H; Abb. 10) der mafischen Komponenten, der ursprünglich auf die Felder von Amphibolit, Gneis und Granit (Grundgebirgsgesteine) (Abb. 21, H) zurückzuführen ist, zeigt eine deutliche Verschiebung zu deren Verwitterungsprodukten, was hier mit dem allgemein hohen Grad der Alteration (Abb. 21, D, G; Abb. 9) korrespondiert. Ferner kommt es infolge des per-aluminösen Charakters der Ejekta zu einer generellen Verschiebung in Richtung des Aluminiums. Die zu beobachtenden CaO- und FeO/MgO- reichen Endglieder (Abb. 21, E; Abb. 10) können nicht zweifelsfrei auf einen eindeutigen genetischen Ursprung zurückgeführt werden. Hier besteht die Möglichkeit, dass es sich um sekundäre Ca- bzw. Fe/Mg-Oxide (Oxyhydroxide) infolge der Verwitterung handelt (Lee & Bland, 2004), möglicherweise jedoch auch um Reliktsignaturen der während der Schmelzdifferenzierung eintretenden Reaktionsreihe, a) Fe-Mg-betonter Silikate (Olivin/Pyroxen) und b) Ca-Na-betonter Silikate (Plagioklase). Dies könnte so einen Hinweis auf die Temperatur während der Bildung und das Differenzierungsstadium der Schmelze liefern. Für die nachgewiesenen Trends (Abb. 22) zwischen Alkalielementen (K₂O und Na₂O) und mafischen Phasen ist von folgenden Prozessen, a) einem thermischen Verlust der Alkalielemente während der Schmelz- bzw. Tektitbildung oder b) einem Abwandern dieser Elemente infolge der Alteration, auszugehen.

Der Grad der Alteration der Ejekta ist von entscheidender Bedeutung und wird zu einer generellen Verschiebung der ursprünglichen geochemischen Zusammensetzung geführt haben. Ein Trend, der im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Ejekta häufig zu beobachten ist (Abb. 9, 21, D, G; vgl. 7.1.3.). In beiden Ejektatypen läßt sich der Grad

der Alteration bestimmen, der in den untersuchten Spheruls etwas höher, jedoch ohne regionale Abhängigkeit gegenüber den untersuchten Splittern, auftritt. Im Kontext der Ablagerungsgeschichte der Ejekta (vgl. 8.4.) im marinen Bereich muß die primäre Alteration auf die Halmyrolyse der ursprünglichen Glasmatrix zurückgeführt werden. Der allgemein zu beobachtende hohe Grad der Alteration der untersuchten Spheruls und Splitter sowie der Nachweis hydrothermalen Mineralneubildungen innerhalb der spherulführenden Einheit 1 (vgl. 7.1.1.) legen die Vermutung nahe, dass es darüber hinaus, infolge von hydrothermalen Aktivität durch die oberkretazische Orogenphase der in unmittelbarer Nachbarschaft zum Arbeitsgebiet liegenden Sierra Madre Oriental, zu einer Hydratisierung und so zu einer diagenetischen Alteration der Ejekta gekommen ist (Thein, 1987; Glass et al., 1997; Heinen, 1997). Im Vergleich zu Tektiten anderer Gebiete (Beloc) bzw. Tektiten jüngeren Alters (Australite, Moldavite; Tab. 4) ist der Anteil echten, weitgehend frischen und nur wenig alterierten Glases mit $\sim 11\%$ ($>97\% \Sigma$) nur sehr selten realisiert.

Die durchgeführten Untersuchungen mittels Synchrotronstrahlung induzierter Röntgenfluoreszenzanalytik ergänzen die Ergebnisse der Hauptelementuntersuchungen und bieten einen weiteren, detaillierten Einblick in die chemische Zusammensetzung und räumliche Verteilung der Elemente in der Ejekta. Zweidimensionale Untersuchungen an Spheruls der Profile Mesa Juan-Perez (Abb. 12), El Mimbral (Abb. 13) sowie Beloc (Abb. 14) haben gezeigt, dass an ihren Randbereichen deutlich erhöhte Gehalte von V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga und Pb auftreten, während in der Internstruktur dieser Spheruls diese Elemente nicht mehr vorhanden sind. Dies gibt Hinweis darauf, dass es während der Ejektamodifikation zum Einmischen a) meteoritischer Komponenten des verdampften Projektils und/oder b) mafischer Gesteine des Grundgebirges gekommen ist. Diese These wird gestützt durch die Tatsache, dass sich die gleichen Elemente ebenso in erhöhten Konzentrationen in meteoritischem Material der Bohrung Yaxcopoil-I (Morton-Bermea et al., 2003) nachweisen ließen (vgl. 7.2.2.) und Elemente wie Cr und Ni ferner durch andere Autoren als Kontamination des Impaktormaterials in Ejekta gedeutet werden (Grieve et al., 1980; Kyte et al., 1996; Schmidt et al., 1997; Heinen, 1997; Koeberl, 1998; McCall, 2001; Hart et al., 2002; Glikson & Allen, 2004). Die unterscheidbaren Gruppen (vgl. 7.3.) a) kompatibler Elemente (Cr, Fe, Cu, Ni, Zn, Pb), b) inkompatibler Elemente (Zr, Nb, Ti) und c) des sekundär mobilisierten Mangans (Mn) können dafür sprechen, dass hier tendenziell zwei Gruppen der a) Schmelzdifferenziation während der Ejektabil- dung und b) der sekundärer Mobilisation infolge von Alterationsprozessen zu erkennen sind (Rollinson, 1993).

Karbonat, assoziiert mit Sr, tritt in den untersuchten Spheruls des Profils Mesa Juan-Perez deutlich gegenüber den o.g. Elementen als t.w. isolierte Bereiche (verfüllten Hohlräume) auf. Diese wurden mittels Röntgenkamera (ESRF) nachgewiesen. Dies ist ein weiterer Hinweis auf die Entstehung der ejektainternen Entgasungshohlräume, der sich

gut mit den Ergebnissen der Mikrosondenuntersuchungen, bei welchen häufig epigenetische, mit Karbonat verfüllte Hohlräume nachgewiesen wurden, deckt (vgl. 7.1.1.; Taf. 1, A-E, K-O, W-Y, A1, A2; Taf. 2, D; Taf. 3, E, F; Taf. 4, G). Der deutlich zu erkennende, zonierte Aufbau des Spherulmaterials des Aufschlusses Bochil (Mexiko) kann entweder als mögliches primäres Signal durch die Abkühlung (Differenziation) des Spheruls während der Distribution oder, sekundär, als Alteration interpretiert werden.

In untersuchten Spheruls des Aufschlusses Beloc (Haiti) können Ca-arme sowie Ca-reiche Exemplare unterschieden werden, was in guter Übereinstimmung zu Literaturdaten (Izett, 1991; Stüben et al., 2002) steht und als das selektive Einbinden von Karbonaten (möglicherweise auch Anhydrit/Gips ?) des Deckgebirges während der Spherulgenese zu deuten ist. Dies korrespondiert gut mit dem Ergebnissen der Mikrosondenuntersuchungen (vgl. 7.1.3.; Abb. 22, A). In wieweit es zu einer Vermischung der primären Signale, infolge der für die Ejektaentstehung verantwortlichen unterschiedlichen Kratersektoren sowie durch während der Ejektaentstehung eingemengte Klasten (vgl. 7.1.1.; Taf. 6, C-E) (Kettrup et al., 2003) kommt, kann nicht bestimmt werden. Vermutlich ist der insgesamt hohe Grad der Alteration der Ejekta NE-Mexikos, der in allen untersuchten Profilen mit einem CIA von 60–90 nachgewiesen wurde (vgl. 7.1.3.; Abb. 9; Abb. 21, D, G) und durch andere Autoren für K/T-Ejekta NE-Mexikos, Belocs (Haiti), des Atlantiks sowie des Pazifiks beschrieben wird, der Hauptfaktor für eine Verschiebung der primären Signale (Thein, 1987; Sigurdsson et al., 1991a; Koeberl & Sigurdsson, 1992; Koeberl, 1993; Bohor & Glass, 1995; Glass et al., 1997; Heinen, 1997; Smit et al., 1992a; McCall, 2001; Stüben et al., 2002; Schulte, 2003) und stellt für die SYXRF-Untersuchungen die größte Einschränkung dar.

8.2. Ursprung und Geochemie der Impaktschmelzen, Impaktite und Grundgebirgsgesteine

Die untersuchten Impaktschmelzen, Impaktite und Grundgebirgsklasten der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6, Sacapuc-I und Yaxcopoil-I decken sich hinsichtlich ihrer geochemischen Zusammensetzung gut mit den Ergebnissen anderer Autoren (Kettrup, 2002; Kettrup & Deutsch, 2003). Insgesamt konnten zwei Gneis- (Y6N14) und Impaktit-Bereiche (Y-6 und Chix-I) sowie je ein Granit- (Y6N19) und Amphibolit-Bereich (Y6N14) charakterisiert werden (Abb. 22; vgl. Kettrup, 2002). Die untersuchte Impaktschmelze der Bohrung Yaxcopoil-I (395) zeigt, im Gegensatz zu den bearbeiteten Impaktiten und Grundgebirgsfragmenten der Bohrungen Chicxulub-I, Yucatán-6 und Sacapuc-I, eine unterschiedliche chemische Zusammensetzung. Dies deutet auf eine Mischung zwischen den Komponenten Gneis (Y6N14) und Impaktiten (Impaktschmelze, Y-6) des Grundgebirges sowie Sedimenten des Deckgebirges (Abb. 22) hin und scheint für den überwiegenden Bereich in keinem Zusammenhang zu anderen Impaktprodukten zu stehen. Die abweichende chemische Zusammensetzung deckt sich jedoch gut mit Messergebnissen

von Dressler et al. (2004) für Impaktschmelzbrekzien des Bohrkerns Yaxcopoil-I. Hierbei handelt es sich möglicherweise um die Schmelze eines späten Impaktstadiums (Modifikationsstadium (?), vgl. 5.1.), deren Material nicht aus dem Krater gelangte (Impakt-Pseudotachylit; Stöffler & Grieve, 1994, 2003).

Die innerhalb der Probe 968 (vgl. 4.3.) der Bohrung Yaxcopoil-I nachgewiesenen frischen Impaktgläser (Tab. 10) zeigen eine gute Übereinstimmung mit der Zusammensetzung der Grundgebirgsgesteine (Amphibolit, Y6N14) und decken sich z.T. sehr gut mit der Zusammensetzung der Ejekta NE-Mexikos, was abermals auf den gemeinsamen genetischen Ursprung des Materials schließen läßt.

Die nachgewiesene Anreicherung der Oxide FeO, Cr₂O₃ und NiO ($\Sigma = \geq 96$ Gew.%), in Form von kleinen Domänen innerhalb der Probe 968 (vgl. 4.3.; Tab. 11) der Bohrung Yaxcopoil-I, korreliert mit den Ergebnissen der Isotopenuntersuchungen (Os/Os) (Morton-Bermea et al., 2003). Diese deuten dieses Material als kondensierte meteoritische Komponente oder stark alterierte Reste des Chicxulub-Impaktprojektils (Hart et al., 2002). Dieses tritt hier in Form einer Mikrobrekzie (Zolensky & Ivanov, 2003) innerhalb einer alterierten Bimsstein-Matrix des Tertiär auf. Die nachgewiesene Zusammensetzung (vgl. 7.2.2.; Tab. 11) legt nahe, dass es sich um ein chondritisches Projektil (Karbonat-Chondrit) mit hohem Metallgehalt gehandelt hat (Papike, 1998; Kyte, 1998; Morton-Bermea et al., 2003). Dies muß, in Analogie zu Kyte (1998), mit der Frage einhergehen, ob der Nachweis dieses Materials mit den bisher angenommenen Geschwindigkeiten, der Größe und dem Einschlagwinkel des Projektils vereinbar ist (Kyte, 1998; Morton-Bermea et al., 2003), da bisher davon ausgegangen wurde, dass es aufgrund der o.g. Parameter zu einer kompletten Vaporisierung des Projektils gekommen sein muß. Möglicherweise handelt es sich ferner bei dem oben genannten Material u.a. um das Ausgangsmaterial für die soliden Phasen innerhalb von Tektiten der sog. Typ-II-Spheruls (Bohor & Glass, 1995) (vgl. 5.2.2), wie sie für K/T-grenznahe Ejekta nachgewiesen werden konnten (Sigurdsson et al., 1991a; Premo et al., 1995; Clayes et al., 2002; Martínez-Ruiz et al., 2001). Allgemein muß das Auftreten des o.g. Materials an dieser Stelle der Bohrung (779.34–779.36 m u. GOK), 15.3 m oberhalb des Suevits, innerhalb der Abfolge tertiärer Gesteine, ausserordentlich kritisch betrachtet werden. Meteoritisches Material, Cr-Spinell und Impaktglas sowie die Matrix dieser Probe selbst (Bims) sind im gesamten stratigraphischen Kontext als aberrante Lithologie anzusehen. Die Genese dieses Materials ist unklar und bedarf weiterer Untersuchungen. Im wesentlichen kann das Auftreten dieses Materials durch drei mögliche Prozesse, a) einer Umlagerung aus dem Liegenden des Kraters (Chicxulub-Impaktit), b) einer autochthonen Abfolge eines weiteren Impaktereignisses oder c) einer Umlagerung infolge möglichem Vulkanismus, bei dem Impaktmaterial des Kraters als eingesprengte Komponenten mittransportiert wurde, zurückgeführt werden.

8.3. Chemostratigraphie der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez

Das Profil Rancho Nuevo zeigt über den Gesamtbereich des beprobten Méndez-Mergel leichte Schwankungen des Quarz-, Karbonat-, Tonmineral-, Feldspat- und C_{Org} -Gehaltes sowie der ermittelten Haupt- und Spurenelementgehalte. Insgesamt lassen sich hier drei Bereiche (Abb. 15) mit leichten Schwankungen erkennen, die sich als Änderungen im Sedimenteintrag aus dem Hinterland (Sierra Madre Oriental), der Beckenmorphologie bzw. des Ablagerungsraums interpretieren lassen oder auf leichte Meeresspiegelschwankungen zurück geführt werden können (vgl. Stüben et al., 2004).

Die etwa 3.8 m und 4.2 m unterhalb der Basis der Einheit 2 auftretende Ba-Exkursionen (Abb. 16) korrelieren nicht mit Ba-haltigen Mineralphasen (Baryt, Witherit). Sie erscheinen hier, wie auch in anderen Profilen NE-Mexikos (Stüben et al., 2004) und auch weltweit (Ramkumar et al., 2004), weitgehend entkoppelt von anderen Elementen bzw. Mineralphasen oder liegen für letztgenannte unterhalb der Nachweisgrenze der XRD. Ob es sich hierbei entsprechend der Vermutung von Ramkumar et al. (2004) um ein mögliches Reliktsignal freigewordener Gashydrate handelt (Schröder et al., 1997; McManus et al., 1998), kann nicht geklärt werden. Die globale Verbreitung dieses Signals vor der K/T-Grenze läßt jedoch auf ein überregionales Ereignis schließen (Ramkumar et al., 2004).

Die nachgewiesene deutliche Erhöhung des C_{Org} -Gehalts (bis 1.8 Gew.% = 2.7-fach) im Ejektahorizont der Einheit 1 deckt sich mit den allgemeinen Merkmalen des K/T-Grenzübergangs (vgl. 2.1.), für den eine Erhöhung des C_{Org} -Gehalts um den Faktor 2 bis 5-fach beschrieben wird. Diese Erhöhung muß jedoch im vorliegenden Fall im Zusammenhang mit einem erhöhten organischen Anteil der Sedimente infolge höherer Paläobioproduktivität gesehen werden, wie er durch Alegret et al. (2001, 2002) nachgewiesen wurde.

Der graduelle Übergang, der in beiden Profilen 0.70 m unterhalb der Basis der Einheit 2 zu erkennen ist, dokumentiert vermutlich die Änderung des Paläoenvironment infolge einer allgemeinen Abkühlung und einsetzender Regression, welche in einer Vielzahl von Profilen u.a. durch einen deutlichen Anstieg der Paläobioproduktivität dokumentiert ist (Li & Keller, 1998; Zachos et al., 1989). Insgesamt decken sich die o.g. mineralogisch-chemostratigraphischen Befunde gut mit denen anderer Autoren, die sich aus mineralogischer (Adate et al., 1996) und geochemischer (Stüben et al., 2004) Sicht mit den Sedimenten des K/T-Übergangs in NE-Mexiko beschäftigt haben.

8.4. Zeitliche Zuordnung und Fazies der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez, der Ejektahorizonte der Einheit 1 und ihr Zusammenhang zur K/T-Grenze

Der ejektaführende Horizont der Einheit 1 befindet sich im Untersuchungsgebiet stets unterhalb der siliziklastischen Ablagerung der Einheit 2. Die makro- und mikroskopischen Befunde sowie die Ergebnisse der Chemostratigraphie der Profile Rancho Nuevo

und Mesa Juan-Perez legen nahe, dass es sich bei dem Ejekthorizont (Einheit 1) um eine allochthone Ablagerung handelt. Weder der Geländebefund noch An- sowie Dünnschliffe, noch Untersuchungen mittels Röntgendiffraktometrie und Röntgenfluoreszenz an Bulkmaterial und Dünnschliffen geben Hinweis auf eine autochtone Ablagerung dieses Horizonts. Der durch die geochemischen Untersuchungen nachgewiesene graduelle Übergang, 70 cm unterhalb der Basis der Einheit 2, vom Méndez Mergel zur Einheit 1, der als Folge einer regressiven Phase interpretiert werden kann, unterstreicht diese Vermutung. Nach Alegret & Thomas (2001), Alegret et al. (2001, 2002) handelt es sich bei der Ablagerung der Einheit 1 um Material des offenen Schelfs. Hier konnten sie entsprechende Foraminiferenvergesellschaftungen sowie organisches Material (Holzfragmente) des Hinterlands nachweisen (Alegret & Thomas, 2001; Alegret et al., 2001, 2002), was die Einheit 1 ebenso als allochthon deuten läßt, da der Ablagerungsraum NE-Mexikos deutlich größeren Wassertiefen (500-1000 m, bathyal) entspricht (Keller et al., 2003a, 2003b, 2004a). Karbonat- bzw. Mergelklasten der Einheit 1 treten überwiegend als eckige, nur wenig gerundete Komponenten (Taf. 2, G, H) auf, was auf vergleichsweise kurze Transportwege (70-150 km) schließen läßt (Parras Becken, La Popa Becken (?); Abb. 23, c). Der Anteil detritischer Komponenten zeigt eine deutliche Abnahme, demgegenüber ein deutlicher Anstieg des primär-detritischen Signals (Karbonat) vom Übergang des Méndez-Mergel zur Einheit 1 zu beobachten ist (vgl. 7.3., 7.4.). Dies ist auf die o.g. erhöhte Paläoprimärbioproduktivität bzw. den anschließenden Eintrag (Umlagerung) karbonatreicher Schelfsedimente zurückzuführen.

Nach Angaben von Keller et al. (1994b), López-Oliva (1996), Stinnesbeck (2001) sowie Keller et al. (2002, 2003a) ist die Einheit 1 biostratigraphisch der *Plummerita hantkenioides* Zone zuzurechnen und ist somit in das Ober-Maastrichtium (CF1), folglich nicht an die K/T-Grenze, zu stellen (Keller et al., 2004a). Die sedimentologischen Merkmale, teilweise in Form von sich rhythmisch/-zyklisch wiederholenden Wechsellagerungen von Spheruln und Glasschlieren innerhalb der Einheit 1, der nachgewiesene graduelle Übergang zur Einheit 1 sowie die für diesen Faziesbereich (bathyal/mesopelagisch) beschriebenen Foraminiferen-Assoziationen des offenen Schelfs (Alegret & Thomas, 2001; Alegret et al., 2001, 2002), deuten die Einheit 1 als eine umgelagerte Sedimentabfolge. Diese wurde infolge gravitativen Transports (Gleit-/Rutsch-Ablagerungen verflüssigter, wassergesättigter Sedimente) beckenwärts aus dem Hinterland transportiert und über den Bereich des Arbeitsgebietes infolge küstenparalleler Längsströmung (weiter-) verteilt. Der gute Erhaltungszustand der Ejekta läßt hierbei darauf schließen, dass es sich um Rutschungen einzelner und z.T. zusammenhängender Sedimentkörper gehandelt haben muß, die vermutlich mehrfach stattgefunden haben. Der Abschluß eines Rutschungszyklus ist jeweils durch eine feine, umgelagerten Ejektalage (Schlierenstruktur) charakterisiert. Diese stets zu findenden, feinen, impaktinduzierten Glashäutchen (Schlierenstrukturen) lassen sich mikroskopisch und z.T. auch makroskopisch über grös-

sere Bereiche mit z.T. laminiertes, schichtparallelähnlicher Struktur, in z.T. mehrfacher, rhythmisch/zyklischer Abfolge, nachweisen (Taf. 1, F, Z; Taf. 2, E). Bei einem Unterschied der Beckentiefe vom offenen Schelf (~250 m) bis in den Bathyalbereich (~1000 m) von etwa 750 m auf einer Distanz von 100-150 km (Parras Becken, La Popa Becken; Abb. 23, C), kann von einer durchschnittlichen Hangneigung von 1-5 Grad ausgegangen werden, was den guten Erhaltungszustand der Ejekta in einem gemäßigten Transportregime begünstigt hat. Diese Modellvorstellung ist in Abbildung 23 dargestellt und wird insbesondere durch:

- Den nachgewiesenen graduellen Übergang vom Méndez-Mergel zur Einheit 1
- Die sehr ähnliche Geochemie der Ejekta (Einheit 1) der Profile Mesa Juan-Perez, El Peñon und El Mimbral, untergeordnet Rancho Canales und La Lajilla (vgl. 9.1.)
- Den guten Erhaltungszustand der Ejekta (Spheruls)
- Den klar in Erscheinung tretenden Unterschied in Bezug auf die Geochemie der Ejekta der originären (El Peñon, Originär I/II) und der umgelagerten Spherullagen (Einheit 1, Méndez I/II)

unterstützt. Dass der ejektaführende Horizont der Einheit 1 nicht der K/T-Grenze entspricht, deckt sich mit den Untersuchungen von Keller et al. (2004a) in Hinblick auf den Bohrkern Yaxcopoil-I. Hier wurde eine zeitliche Diskrepanz zwischen dem Auftreten impaktinduzierter Gesteine (Suevit) und der K/T-Grenze von ~300.000 a festgestellt (vgl. 2.5.).

Die Sedimente des Untersuchungsgebiets zeigen, im Gegensatz zu anderen K/T-Übergangsprofilen, vermutlich höhere Sedimentakkumulationsraten, was eine deutlich bessere lithostratigraphische Auflösung erlaubt. Ferner befinden sich diese Profile in deutlich engerem Abstand zum Chicxulub-Krater, was die Vermutung nahe legt, dass so eine bessere sedimentäre Archivierung der Chicxulub-Ejekta und der Auswirkungen des Impakts auf das Paläoenvironment vorliegt. Die in NE-Mexiko zu beobachtende Entkopplung des Ejektahorizonts (Einheit 1) von einer Ir-Anomalie durch die 1-10 m mächtigen Sandsteinlagen der Einheit 2 und 3, die als Sedimente eines vermutlich infolge der Heraushebung der Sierra Madre Oriental sowie Meeresspiegelschwankung gesteuerten progradierenden Deltasystems in den untersuchten Profilen als lithologisch gut differenzierte Körper auftreten, dokumentieren dieses Phänomen (Stinnesbeck et al., 1996). Nach Ekdale & Stinnesbeck (1998) sowie Keller et al. (2003a) repräsentieren diese Sandsteine längere Sedimentations-/Akkumulationsraten, was die Vermutung nahe legt, dass es sich hier bei der ejektaführenden Einheit 1 und dem Ir-reichen Horizont um unterschiedliche Ereignisse handelt (Keller et al., 2003a, 2004a).

Der Zusammenhang des Auftretens der Ejekta und Ir-reicher Sedimente muß grundsätzlich kritisch bewertet werden. Zahlreiche Arbeiten geben Hinweis darauf, dass Ir-reiche Horizonte mit Konzentrationsbereichen, wie sie in NE-Mexiko vorliegen (<1 ppb; Stüben et al., 2004), durchaus auch als Sedimentationsphänomen kondensierter Faziesbereiche zu deuten sind (Barker & Anders, 1968; Calvert & Pedersen, 1993; Calvert et al., 1996; Bruns et al., 1996, 1997) und auf Remobilisierung der PGE (Colodner et al., 1992) oder auch auf vulkanischen Ursprung zurückzuführen sein können (Courtilot et al., 1986; Borg et al., 1988; Bhandari et al., 1993, 1996; Glasby & Kunzendorf, 1996; Sutherland, 1994; Kramar et al., 2000; Morgan et al., 2004).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnten weder die durch Smit et al. (1994) beschriebenen, noch die durch Bohors Theorie (Bohor, 1994 in Keller et al., 1994a) geforderten Sedimente einer Ereignisablagerung der siliziklastischen Einheit 2 und 3, die er als Bouma-Sequenz eines singulären Ereignisses (Megatsunami) deutet, beobachtet werden. Bei der Abfolge der Einheit 2 und 3 handelt es sich nur untergeordnet um Siliziklastika, welche sich entsprechend einer vollständigen Sequenz ($T_a - T_e$ bzw. T_{ep}) nach Bouma (1962) oder den Interpretationen nach Walker (1965), Walton (1967) und Middelton (1967) zuordnen lassen, noch erscheint die Einheit 3 als Abschluß einer Sequenz. Auch die durch Bohor & Betterton (1993) und Bohor (1994, 1996) postulierte Ablagerung der Einheit 2 und 3 infolge der impaktinduzierten Seismik, die nach den Vorstellungen der o.g. Autoren zu gravitativem Massentransport geführt haben soll, kann nicht nachvollzogen werden. Zum einen müßten hier, quasi definitionsgemäß, zahlreiche sedimentologische Phänomene klar in Erscheinung treten (erosiver Kontakt zum Liegenden, deutliche Gradierung, Bouma-Sequenz u.ä.; Frazier, 1967; Blatt, 1972; Walker & James, 1992). Zum anderen kann die Position der spherulführenden Lage in Form ballistisch abgelagerter Projektile im Liegenden der Einheit 2 und 3 durch die deutlichen Unterschiede der Laufzeit seismischer Wellen und der Geschwindigkeit impaktinduzierter, ballistischer Projektile (Melosh, 1989) nicht erklärt werden. Diese müßten im Hangenden der Einheit 2 bzw. 3 folgen, zumindest aber im basalen Teil der Siliziklastika bzw. innerhalb der Einheit 2, als auf- und eingearbeitete Sedimente auftreten. Unterstützt wird dies durch die Tatsache, dass in zahlreichen Profilen NE-Mexikos intensive Bioturbation innerhalb der siliziklastischen Abfolge nachgewiesen wurde (Ekdale & Stinnesbeck, 1998), die nicht innerhalb kurzer Zeit (Tage) stattgefunden haben kann, sondern in Form der zu beobachtenden lateralen wie vertikalen (vgl. 3.2.4.) Ichnozöosen, über lange Zeiträume entstanden sein müssen (Ekdale & Stinnesbeck 1998; Pemberton et al., 2001).

Die überregionalen Aufschlußverhältnisse NE-Mexikos bieten vermutlich, hinsichtlich der lithostratigraphischen Auflösbarkeit, den zur Zeit besten Einblick in die Ereignisse vor-, während und nach dem Chicxulub-Impaktereignis.

8.5. Herkunft der multiplen Ejektalagen innerhalb des Méndez-Mergel

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten multiplen Ejektalagen der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez lassen sich, basierend auf den durchgeführten geochemischen Untersuchungen, genetisch auf den Chicxulub-Impakt zurückführen. Die Haupt- und Spurenelementdaten geben Hinweis auf mögliche Umlagerungsphänomene, die darauf hindeuten, dass es sich hierbei um eine Ablagerung aufgearbeiteter Sedimente handelt, wie sie durch Keller et al. (2003a, 2004a) angenommen werden.

Die durchgeführten Hauptelementuntersuchungen an Spheruln der Ejektalagen des Profils Mesa Juan-Perez der Einheit 1, im Vergleich zu jenen der Horizonte Méndez I und II, zeigen, dass es sich hier um das gleiche Material handelt. Diese Beobachtung wird insbesondere dadurch gestützt, dass das liegende Material (Méndez I und II) die gleiche Signatur des sedimentären Deckgebirges (vgl. 7.1.) widerspiegelt, wie sie innerhalb der Einheit 1 dieses sowie der benachbarten Profile El Peñon und El Mimbral nachgewiesen werden kann und so als vermutlich lokale Umlagerungen oder als Folge einer diskreten Schüttung aus dem Hinterland zu interpretieren ist.

Ferner konnte durch die Untersuchungen an Spheruln und Splittern der originären Ejektalage des Profils El Peñon gezeigt werden, dass es sich hier um Material handelt, welches im Gegensatz zu den anderen untersuchten Ejektalagen NE-Mexikos, klar auf die Grundgebirgsgesteine Yucatáns zurückzuführen ist und kaum ein Mischsignal mit anderen impaktinduzierten Gesteinen (Impaktschmelze) bzw. mit den Sedimenten des Deckgebirges zeigt. Eine Umlagerung aus dem Hangenden, z.B. infolge von Slumping (Schulte, 2003) oder durch tektonische Prozesse, ist somit auszuschließen, da in sämtlichen Ejektalagen NE-Mexikos, mit Ausnahme der originären Ejektalage des Profils El Peñon, ein Mischsignal der o.g. Gesteine nachzuweisen ist (vgl. Abb. 22, A, B). Im Profil El Peñon selbst ist dieser Unterschied zwischen der originären Ejektalage und der Ejektalage der Einheit 1 deutlich zu erkennen. Ein Mischsignal müßte folglich ebenso in dieser Ejektalage auftreten, konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. Eher gegenteilig deutet die Zusammensetzung der originären Ejektalage des Profils El Peñon darauf hin, dass diese im Rahmen der Sedimentationsgeschichte NE-Mexikos z.T. aufgearbeitet und mit Ejekta anderer Zusammensetzung (anderer Streufelder) vermischt wurde. Somit handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit bei den multiplen Ejektalagen innerhalb des Méndez-Mergel um regional synsedimentär umlagertes Material, das einfach oder mehrfach (Keller et al., 2004a), bedingt durch sich ändernde Strömungsregime, zur Ablagerung gekommen ist und deshalb lithostratigraphisch unterschiedlich situiert ist.

Demgegenüber steht die Einheit 1, die, mit überregionaler Verbreitung lithostratigraphisch fixiert, immer unterhalb der Einheit 2 auftritt. Diese ist vermutlich auf progradierende Sedimente des Hinterlandes infolge einer regressiven Phase zurückzuführen.

Obwohl sich die hier vorliegenden mineralogischen, petrographischen und geochemischen Untersuchungen an Spherulmaterial z.T. sehr gut mit den Beobachtungen von Schulte (2003) und Schulte et al. (2003) decken, läßt sich eine, infolge von Slumpingprozessen generierte Sedimentabfolge, die nach Schulte et al. (2003) zu einem postsedimentären Einmischen der multiplen Ejektalagen aus Material der Einheit 1 in den Méndez-Mergel geführt haben soll, nicht nachvollziehen. Die vorliegenden chemostratigraphischen und mineralogischen Untersuchungen an den Profilen Rancho Nuevo, insbesondere aber Mesa Juan-Perez, geben keinerlei Hinweis, dass es hier zu Masseumlagerungen gekommen ist. Die durch Schulte (2003) angenommenen, spherulhöflichen Liegend-Falten innerhalb des Méndez-Mergels des Profils Mesa Juan-Perez müßten geochemisch deutlich als Wiederholung der Elementmuster in Erscheinung treten, was jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht beobachtet werden konnte. Eine lokal eng begrenzte, im Gelände zu beobachtende, faltenähnliche Struktur, die in deutlicher Entfernung zum bearbeiteten Profil Mesa Juan-Perez zu beobachten ist, befindet sich mehrere Meter unterhalb der Einheit 1, inmitten des Méndez-Mergel, und kann somit, als lokal isolierte Struktur, nicht für das überregionale Auftreten von multiplen Spherullagen (Keller et al., 2003a, 2004a) verantwortlich gemacht werden. Insgesamt müssen die postulierten, postsedimentären, intraformationellen Umlagerungsphänomene von Teilen einer hangenden Lage in das Liegende kritisch betrachtet werden, da hier sehr komplexe sedimentologische Vorgänge vorauszusetzen sind. Eine intraformationelle Umlagerung, wie sie durch Schulte (2003) angenommen wird und als Prozess zur Bildung der überregional zu beobachtenden multiplen Spherullagen geführt haben soll, müßte deutlich strukturell, sedimentologisch, mineralogisch, geochemisch und biostratigraphisch in Erscheinung treten, konnte aber weder in Arbeiten von Adatte et al. (1993, 1994, 1996), Keller et al. (1994a, 2003a, 2004a), López-Oliva (1996), Stinnesbeck et al. (1993, 2001, 2002), Stinnesbeck & Keller (1996a, 1996b) und Stüben et al. (2004), noch in der vorliegenden Arbeit nachgewiesen werden.

9. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die mineralogischen, petrographischen und geochemischen Ergebnisse der untersuchten Sedimente der Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez, der Ejekta der Profile Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez, El Peñon, El Mulato, Rancho Canales, La Lajilla, El Mimbral und Belocs (Haiti) sowie die Untersuchungen an den Impaktiten bzw. Impaktschmelzen und Grundgebirgsfragmenten der Bohrungen Yucatán-6, Chicxulub-I, Sacapuc-I und Yaxcopoil-I der vorliegenden Arbeit, liefern folgende Ergebnisse:

Impakt-Ejekta NE-Mexikos: Klassifizierung, Charakterisierung und Korrelation zum Chicxulub-Impakt

Die Ejekta NE-Mexikos ist aufgrund ihrer morphologischen, mineralogisch-petrographischen sowie geochemischen Eigenschaften mit der Ejekta der Kreide/Tertiärgrenznahen Sedimente des Western Interior Seaway Nordamerikas, des Atlantiks und des Pazifiks (Martínez-Ruiz et al., 2001, 2002; Koeberl & MacLeod, 2002; Koeberl & Martínez-Ruiz, 2003; Schulte, 2003) vergleichbar und ist genetisch auf das Chicxulub-Impakt-Ereignis zurückzuführen.

1. Die Ejekta NE-Mexikos läßt sich morphologisch in zwei Gruppen a) Spheruls (Mikrotektite, distale Ejekta) und b) Splitter/Schlieren (proximale Ejekta) unterteilen.
2. Beide Ejektypen sind charakterisiert durch Si-Al-K-, Si-Ca- und Si-Mg/Na-reiches Glas, in dem Chlorit bzw. Chlorit-Smektit, untergeordnet Fe-Ti-reiche Lamellen, nachgewiesen werden konnten.
3. In beiden Ejektypen konnten geochemische Signaturen des Grundgebirges des Chicxulub-Kraters (Granit, Gneis und Amphibolit) sowie der Impaktschmelze und des sedimentären Deckgebirges nachgewiesen werden und sind somit genetisch auf den Chicxulub-Impakt zurückzuführen.
4. Eine deutliche Prominenz der Sedimentsignatur des Deckgebirges konnte, wie sie definitionsgemäß für primäre Ejekta gefordert ist (Koeberl, 1994; Heinen, 1997), in der Signatur des Spherul-Typs und hier insbesondere für die Profile Mesa Juan-Perez (Einheit 1, Méndez I/II), El Peñon (Einheit 1) und El Mimbral (Einheit 1) nachgewiesen werden. Das regionale Auftreten dieser Signatur ist als Folge regionaler Umlagerung und/oder diskreter Schüttungen aus dem Hinterland zu interpretieren.
5. Bei der Ejekta, die in den Profilen Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez und El Peñon in multiplen Spherulhorizonten innerhalb des Méndez-Mergel zu beobachten ist, handelt es sich petrographisch wie geochemisch um das gleiche Material wie bei der Ejekta der Einheit 1, welches somit auf den Chicxulub-Impakt zurückzuführen ist.

6. Bei den Spheruln und Splittern der originären Ejektalage des Profils El Peñon (Originär I/II) handelt es sich um Material, welches sich geochemisch durch eine sehr gute Korrelation zu den Grundgebirgsgesteinen Yucatáns auszeichnet. Geochemische Signale der Impaktschmelze sowie der Deckgebirgssedimente, wie sie in den Ejekthorizonten der Einheit 1 und Méndez I/II nachgewiesen wurden, treten hier nicht in Erscheinung.
7. Die Ejektazusammensetzung der originären Spherullage des Profils El Peñon deutet darauf hin, dass es sich hierbei nicht um umgelagertes Material, z.B. infolge von syn- oder postsedimentären sowie tektonischen Ereignissen vom Hangenden zum Liegenden, handeln kann.
8. Es konnten keine glasigen Produkte gefunden werden, die mit deutlich differenziertem Habitus oder chemischer Zusammensetzung, weder innerhalb der Einheit 1, noch in Bereich der spherulhöffigen Lagen des Méndez-Mergel (Méndez I/II), auftreten. Dies deutet darauf hin, dass es sich bei allen glasigen Produkten des Untersuchungsgebietes um Impakt-Ejekta handelt, die genetisch auf den Chicxulub-Impakt zurückzuführen ist.
9. Die Ejekta NE-Mexikos zeigt einen hohen Grad der Alteration (CIA 60-90; Summen ≥ 80 Gew.%), was auf Halmyrolyse im marinen Bereich und im Bereich der Einheit 1 auf postsedimentäre, diagenetische Alteration (Hydratisierung), vermutlich infolge hydrothermalen Aktivität während der Orogenphase der Sierra Madre Oriental, zurückgeht (Thein, 1987; Glass, 1984; Glass et al., 1997; Heinen, 1997).

Impaktite, Basementgesteine und Sedimente aus dem Bereich der Chicxulub-Impaktstruktur:

1. Innerhalb der Probe 968 (779.34-779.36 m u. GOK) der Bohrung Yaxcopoil-I wurden sehr frische Impaktgläser nachgewiesen, die in guter Übereinstimmung zu Grundgebirgsgesteinen (Amphibolit, Y6N14) der Bohrung Yucatán-6 stehen und sich z.T. sehr gut mit der Zusammensetzung der Ejekta NE-Mexikos decken.
2. Die nachgewiesenen Fe-, Cr- und Ni-Oxide in Form von kleinen Domänen innerhalb einer Mikrobekzie der Probe 968 (779.34-779.36 m u. GOK) der Bohrung Yaxcopoil-I können, korreliert mit den Ergebnissen der Isotopenuntersuchungen dieses Materials (Morton-Bermea et al., 2003), als a) kondensierte meteoritische Komponenten oder b) stark alterierte Reste eines Impakt-Projektils, möglicherweise des Chicxulub-Impakt-Projektils, gewertet werden.
3. Die nachgewiesene Impaktschmelze der Probe 395 (893.27-893.29 m u. GOK) der Bohrung Yaxcopoil-I zeigt, im Gegensatz zu den bearbeiteten Impaktschmelzen, Impaktiten und Grundgebirgsfragmenten der Bohrungen Chicxulub-I und

Yucatán-6, eine differenzierte chemische Zusammensetzung, die auf eine Mischungsreihe zwischen den Komponenten Gneis (Y6N14) und Impaktschmelze (Y-6) des Grundgebirges hindeutet. Da diese Zusammensetzung in keinem Zusammenhang zu anderen Impaktprodukten zu stehen scheint, handelt es sich hierbei möglicherweise um Impaktschmelze, die in einem späten Impaktstadium entstanden ist und deren Material, in Analogie zu Impakt-Pseudotachyliten, nicht aus dem Krater gelangte.

K/T Übergangprofile:

Die lithologisch-chemostratigraphischen Untersuchungen der K/T-grenznahen Profile Rancho Nuevo und Mesa Juan-Perez zeigen:

1. Dass es sich um eine weitgehend homogene und nicht gestörte Sedimentabfolge bis etwa 70 cm unterhalb der Basis der Einheit 2 handelt, wo sich in beiden Profilen ein gradueller Übergang vom Méndez-Mergel hin zur ejektaführenden Lage der Einheit 1 erkennen läßt. Dieser Übergang dokumentiert vermutlich die Änderung des oberkretazischen Paläoenvironments infolge allgemeiner Abkühlung und einsetzender Regression.
2. Die Einheit 1 ist aufgrund der sedimentologischen, geochemischen und paläontologischen (Alegret & Thomas, 2001; Alegret et al., 2001, 2002) Daten als eine umgelagerte bzw. aufgearbeitete Schicht zu deuten (Keller et al., 1994), was ferner mit den Ergebnissen der mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen der Ejektagen übereinstimmt und die Einheit 1 somit als allochthone Schicht definiert.
3. In Korrelation mit existierenden biostratigraphischen Daten ist die ejektaführende Einheit 1 NE-Mexikos als Ablagerung des Ober-Maastrichtium (*Plummertia hantkeninoides* Zone; CF1) zu deuten und nicht an die K/T-Grenze zu stellen (Keller et al., 2003a, 2004a).
4. Das Auftreten multipler Ejektagen muß auf die Umlagerung aus einer der autochthonen Ejektagen, wie sie durch Keller et al. (2003a, 2003b, 2004a) nahe der Basis der Biozone CF1 ~300.000 a vor der K/T-Grenze nachgewiesen wurde, zurückgeführt werden. Dieser Ejektagenhorizont diente im Rahmen der Sedimentationsgeschichte NE-Mexikos als Ausgangsmaterial, das infolge gravitativen Transports sowie küstenparalleler Längsströmungen in mehreren Zyklen aus dem Hinterland geschüttet wurde (Einheit 1) und nur untergeordnet innerhalb kurzer Distanzen synsedimentär (Méndez I/II) mobilisiert wurde.

10. Ausblick

Die über mehr als zwei Jahrzehnte andauernde und insbesondere in den letzten Jahren erneut aufflammende Diskussion und wissenschaftliche Bearbeitung der Kreide/Tertiär-Grenzproblematik zeigt deutlich, dass noch eine Vielzahl von Diskrepanzen zu klären sind. Nach heutigen Erkenntnissen erscheinen weder der genaue Zeitpunkt des Chicxulub-Impaktes selbst, noch seine regionalen sowie überregionalen Auswirkungen und dessen Zusammenhang zur K/T-Grenze, ausreichend verstanden. Insbesondere neuere Arbeiten (Morgan et al., 2004; Keller et al., 2004a) haben gezeigt, dass die Zusammenhänge zwischen Massensterben bzw. Faunenschnitten, Impaktereignissen und Vulkanismus sowie deren Prozessverständnis aus interdisziplinärer Sicht nur wenig verstanden sind.

Der Kreide/Tertiär-Übergang des Untersuchungsgebietes ist vielfach bearbeitet und in Hinblick auf verschiedene Sedimentationsmodelle interpretiert worden. Die stark kontroverse Diskussion um die grenznahen Sedimente, ihrer Ejekta als auch die geochemischen Signale dieser, wie auch die der anderen K/T-Übergangsprofile (Israel, Guatemala, Belize, etc.), zeigen jedoch, dass ein allgemeingültiges Szenario für die Entwicklung der K/T-grenznahen Sedimente nicht existiert. Die Vielzahl der Kontroversen, die insbesondere in Hinblick auf die Sedimentabfolgen NE-Mexikos sowie des Kraters selber geführt werden, legen nahe, dass hier nur ein interdisziplinärer Ansatz Bestand haben kann und eine Korrelation verschiedener Faziesbereiche weltweiter K/T-Grenzprofile notwendig ist. Die ungewöhnliche Sedimentabfolge des K/T-Übergangs in NE-Mexiko bedarf weiteren Untersuchungen, um abzuklären, wie sich diese repräsentativen, außergewöhnlichen Profile mit anderen K/T-Übergangsprofilen korrelieren lassen, um so zu einem besseren Verständnis der Auswirkungen des Chicxulub-Impaktereignisses zu führen. Detaillierte geochemische Untersuchungen an Ejektamaterial K/T-grenznaher Sedimente unterschiedlicher Faziesbereiche und Regionen, korreliert mit chemo- und litho- sowie biostratigraphischen Daten, sind der Schlüsselansatz zu einem besseren Verständnis der Distribution und Genese oberkretazischer Ejekta.

Mit den geplanten Offshore-Bohrungen des IODP in und außerhalb der Chicxulub-Krater-Struktur, bieten sich neue Möglichkeiten zur Untersuchung der Impaktstruktur selbst sowie der Auswirkungen des Impakts auf das Paläoenvironment. Ferner bietet sich so die Möglichkeit, deutlich außerhalb des Kraterrandes zu neuen Erkenntnissen zur regionalen Lithostratigraphie sowie der proximalen Ejekta zu gelangen, was zu einem besseren Verständnis des Ursprungs und der Zusammensetzung der Ejekta beitragen wird. Diese Daten sind für das Prozessverständnis von Impaktereignissen und deren Auswirkungen auf das globale System unabdingbar.

11. Danksagung

Für die Möglichkeit zur Promotion, den hilfreichen Ratschlägen und fachlichen Diskussionen möchte ich Prof. Dr. Doris Stüben meinen besonderen Dank aussprechen.

Mein besonderer Dank gilt ferner Prof. Dr. Wolfgang Stinnesbeck, Prof. Dr. Gerta Keller, Dr. Utz Kramar, Dr. Zsolt Berner und Dr. Georg Istrate für die immerwährende Bereitschaft zur tiefgreifenden Diskussion und den vielfach gegebenen hilfreichen Ratschlägen. Ferner gilt mein Dank Prof. Dr. Heinz-Günther Stosch sowie PD Dr. Alex Deutsch für ihre stete fachkompetente Unterstützung, vielfach gegebenen Hinweise und Anregungen, welche einen wesentlichen Anteil zum Entstehen dieser Arbeit beitrugen.

Herrn Prof. Dr. Jan Smit, Prof. Dr. Werner Smykatz-Kloss, Dr. José Guadalupe Lopéz-Oliva, Dr. Jaime Urrutia-Fucugauchi, PD Dr. Falko Langenhorst, PD Dr. Thierry Adatte, Frau Dr. Anna Maria-Soler, Dr. Ofelia Morton-Bermea sowie Herrn Prof. Dr. Wolfgang Boenigk und Prof. Dr. Klaus Krumsiek möchte ich ebenfalls für vielfach gegebene Hinweise, interessante Diskussionen und hilfreichen, motivierenden Ratschläge danken.

Herrn Dipl.-Ing. Volker Zibat vom Laboratorium für Elektronenmikroskopie der Universität Karlsruhe danke ich für die Unterstützung bei Messungen mittels Mikrosonde und Raster-Elektronenmikroskop.

Für die Unterstützung während der Messungen am Deutschen Elektronen Synchrotron (DESY) beim Hamburger Synchrotron-Labor (HASYLAB) in der Helmholtz-Gemeinschaft (HGF) gilt mein Dank Dr. Karen Rickers. Für die Durchführung von Messungen und Unterstützung an der Angströmquelle des Forschungszentrum Karlsruhe (ANKA) möchte ich mich bei Dr. Rolf Simon und Dr. Susanne Staub bedanken. Für die Möglichkeit, Messungen an der European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) durchführen zu können und die Unterstützung während der Messzeit gilt mein Dank Dr. Bart Vekemans, Prof. Dr. Laszlo Vincze, Prof. Dr. Fred Adams (Universität Antwerpen), Dr. Michael Drakopoulos und Dr. Ray Barrett (ESRF).

Für die Unterstützung bei der Bestimmung von Fluideinschlüssen gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. Robert Goldstein von der Kansas Universität (USA) sowie Dr. Georg Istrate und Dr. Ekkehard Karotke, denen ich ebenso für die Bestimmung der Mineralphasen danke.

Für die Bereitstellung von geeignetem Probenmaterial der Bohrungen Yaxcopoil-I, Yucatán-6, Sacapuc-I und Chicxulub-I möchte ich mich bei PD Dr. Alex Deutsch sowie Dr. Jaime Urrutia-Fuccauchi und Dr. Anne Maria-Soler herzlich bedanken.

Für die Mithilfe bei der Suche nach geeigneten Bohrkernunterlagen der Erdölindustrie danke ich Herrn Dr. Martin Kühn sowie Dr. Holger Matthiesen von der Wintershall AG, Barnstorf.

Frau Barbara Ehlermann, Cornelia Haug, Claudia Mössner, Beate Oetzel, Kerstin Petrick, Herrn Predrag Zrinjscak, Stefan Unrein, Sergio Maximo sowie Kristian Nikoloski danke ich für zahlreiche Unterstützung bei der Probenvor- und aufbereitung sowie Herrn Hans-Peter Schaupp und Dr. Gerhard Ott für die technische Unterstützung.

Für die Durchsicht des Manuskripts und die immerwährenden tiefgreifenden Diskussionen danke ich meinem Freund und Kollegen, Herrn Dr. Markus Meudt, ferner Dr. Frank A. Wittler, Frau Dr. Ofelia Morton-Bermea und Kerstin Petrick. Für die stete Motivation und Begeisterung möchte ich meinem Freund und Kollegen, Dr. Savvas Semertzidis-Griebel, meinen besonderen Dank aussprechen, ebenso Dr. Ofelia Morton-Bermea, Prof. Dr. Wolfgang Boenigk, Prof. Dr. Klaus Krumsiek und Prof. Dr. Haino-Uwe Kasper für ihre motivierenden Ratschläge und stete kollegiale Haltung.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen der Projekte Stu 169/22-2 und Stu 169/22-3, ein Auslandsaufenthalt durch die American Geophysical Union (AGU), finanziell gefördert, wofür ich mich an dieser Stelle herzlich bedanken möchte. Die Halliburton Energy Service Inc. übernahm Kosten im Rahmen des American Association of Petroleum Geologist Corporate Sponsorship Program, wofür ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte. Desweiteren gilt mein Dank der European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) in Grenoble, die den Aufenthalt während der Messungen finanziell förderte.

Mein persönlicher Dank gilt meiner Familie, meinen Eltern Brigitte und Klaus Harting, meinen Freunden und Kollegen für ihre vielfältige und immerwährende Unterstützung.

12. Literatur

- Adatte, T., Stinnesbeck, W. & Keller, G. (1993): Mineralogical and sedimentological data of near K/T boundary in NE Mexico are incompatible with a tsunami event. – Geological Society of America, Abstracts with Programs, **25** (6): 297.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W. & Keller, G. (1994): Clastic deposits in NE and central Mexico predate K/T boundary and are incompatible with tsunami deposition. – Geological Society of America, Abstracts with Programs, Geological Society of America, **26** (7): 334-335.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W. & Keller, G. (1996): Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary clastic sediments in northeastern Mexico: Implications for origin and nature of deposition. – In: Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S. (Editor): The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history. – Geological Society of America Special Paper, **307**: 211-220.
- Adatte, T., Keller, G., Stueben, D., Harting, M., Kramar, U., Stinnesbeck, W., Abramovich, S. & Benjamini, C. (2005): Late Maastrichtian and K/T paleoenvironment of the eastern Tethys (Israel): Mineralogy, Trace and Patinum Group Elements, Biostratigraphy and Faunal Turnovers. – Bulletin de la Société Géologique de France, **176** (1): 35-53.
- Ahmedali, S.T. (1989): X-ray fluorescence analysis in the Geological Sciences: Advances in Methodology. – Geological Association of Canada Short Course, **7**: 1-297.
- Arens, N.C. & Jahren, A.H. (2000): Carbon isotope excursion in atmospheric CO₂ at the Cretaceous-Tertiary boundary: Evidence from terrestrial sediments. – *Palaios* **15** (4): 314-322.
- Arens, N.C. & Jahren, A. H. (2002): Chemostratigraphic correlation of four fossil-bearing sections in southwest North Dakota. – In: Hartman, J.H., Johnson, K.R. & Nichols, D.J. (Editor): The Hell Creek Formation and the Cretaceous-Tertiary boundary in the northern Great Plains – An integrated continental record of the end of the Cretaceous. – Geological Society of America Special Paper, **361**: 75-93.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Soria, A.R., Alegret, L., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C.L., Melendez, A., Molina, E. & Rosales, M.C. (2001): Micropaleontology and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): Impact-generated sediment gravity flows. – *Journal of South American Earth Sciences*, **14** (5): 505-519.
- Aubry, M.P. (1995): From chronology to stratigraphy: Interpreting the lower and middle Eocene stratigraphic record in the Atlantik Ocean. – In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. (Editor): Geochronology, time scales, and global stratigraphic correlations. – Society for Ecology, Paleontology and Mineralogy, Special Publication, **54**: 213-274.
- Alegret, L., & Thomas, E. (2001): Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic Foraminifera from northeastern Mexico. – *Micropaleontology*, **47** (4): 269-316.
- Alegret, L., Molina, E. & Thomas, E. (2001): Benthic Foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary around the Gulf of Mexico. – *Geology*, **29** (19): 891-894.
- Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Liesa, C., Melendez, A., Molina, E., Soria, A.R. & Thomas, E. (2002): The Cretaceous/Tertiary boundary: sedimentology and micropalaeontology at El Mulato section, NE Mexico. – *Terra Nova*, **14** (5): 330-336.

- Allison, N., Fincii, A.A., Sutton, S.R. & Newville, M. (2001): Strontium heterogeneity and speciation in coral aragonite: Implications for the strontium paleothermometer. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65** (16): 1669-2976.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H.V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. – *Science*, **208** (4448): 1095-1108.
- Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S.V., Claeys, P., Kastner, M. & Hildebrand, A.R. (1992): Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. – *Geology*, **22**: 697-700.
- Alvarez, W., Claeys, P. & Kieffer, S.W. (1995): Emplacement of Cretaceous-Tertiary boundary shocked quartz from Chicxulub crater. – *Science*, **269**: 1095-1108.
- Barker, J.L. & Anders, E. (1968): Accretion rate of cosmic matter from iridium and osmium contents of deep-sea sediments. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **32**: 627-645.
- Bartolini, C., Buffler, R.T. & Cantú-Chapa, A. (2001a): The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems. – *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, **75**: 1-480.
- Bartolini, C., Cantu-Chapa, A., Lang, H. & Barboza-Gudino, R. (2001b): The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico: paleotectonic, paleogeographic, and paleobiogeographic implications. – *The western Gulf of Mexico basin; tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems AAPG Memoir*, **75**: 295-315.
- Basset, W.A. & Brown, G.E. (1990): Synchrotron Radiation: Applications in the Earth Sciences. – *Annual Review in Earth and Planetary Science*, **18**: 387-447.
- Bauluz, B., Peacor, D.R. & Elliot, W.C. (2000): Coexisting altered glass and Fe/Ni oxides at the Cretaceous/Tertiary boundary, Stevens Klint (Denmark): Direct evidence of meteorite impact. – *Earth and Planetary Science Letters*, **182**: 127-136.
- Beckmann, J.P. (1960): Distribution of benthonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary of Trinidad (West Indies). – *International Geological Congress*, **V** (5): 57-69.
- Beerling, D.J., Lomax, B.H., Upchurch, G.R.J., Nichols, D.J., Phillimore, C.L., Handley, L.L. & Scrimgeour, C.M. (2001): Evidence for the recovery of terrestrial ecosystems ahead of marine primary production following a biotic crisis at the Cretaceous-Tertiary boundary. – *Journal of the Geological Society of London*, **158** (5): 737-740.
- Bellón, A.S., Mosser, Ch., Roquin, C. & Pardo, E.S. (1994): Geochemical characterization of sedimentary basins by statistical analysis: The Mio-Pliocene sequences of the Vera Basin, SE Spain. – *Chemical Geology*, **116**: 229-243.
- Belt, B.C. (1925): Stratigraphy of the Tampico District of Mexico. – *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, **9**: 136-144.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. & Aubry, M.P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.-P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. – *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, **54**: 129-212.
- Besette, D.R. (1999): Analyse und Quantifizierung geologischer Proben mit der Synchrotron-Röntgenfluoreszenz. – *Doktorarbeit, Universität Hamburg*: 1-95.

- Bhandari, N., Gupta, M. & Shukla, P.N. (1993): Deccan volcanic contribution of Ir and other trace elements near the K/T boundary at India: *Chemical Geology*, **103**: 129-139.
- Bhandari, N., Shukla, P.N., Ghevariya, Z.G. & Sundaram, S.M. (1996): K/T boundary layer in Deccan intertrappeans at Anjar, Kutch. – In: Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S., eds. *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*. – Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, **307**: 417-424.
- Bitter, M.R. (1993): Sedimentation and provenance of Chicotepec sandstones with implications for uplift of the Sierra Madre Oriental and Teziutlán massif, east-central Mexico. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, 3th Annual Research Conference Proceedings: 155-172.
- Bitschene, P.R. & Schmincke, H.U. (1991): Fallout tephra layers: Composition and Significance. – In: Heling, D., Rothe, P. & Förstner, U. (Editor): *Sediments and environmental geochemistry*. – Springer: 48-82.
- Bishop, J.K.B. (1988): The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. – *Nature*, **332**: 341-343.
- Blatt, H. (1972): *Origin of Sedimentary Rocks*: 1-634.
- Blum, J.D. & Chamberlain, C.P. (1992): Oxygen isotope constraints on the origin of impact glasses from the Cretaceous-Tertiary boundary. – *Science*, **257**: 1104-1107.
- Blum, J.D., Chamberlain, C.P., Hingston, M.P., Koeberl, C., Marin, L.E., Schuraytz, B.C. & Sharpton, V.L. (1993): Isotopic comparison of K-T boundary impact glass with melt rocks from the Chicxulub and Manson impact structures. – *Nature*, **364**: 325-327.
- Bohor, B.F. (1987): Microspherules and the dualistic nature of the K-T boundary clay. – *Meteoritics*, **22** (4): 333.
- Bohor, B.F. & Betterton, W.J. (1993): Arroyo el El Mimbral, Mexico, K/T unit: Origin as debris flow/turbidite, not a tsunami deposit. – *Lunar and Planetary Science Conference*, **24**: 143-144.
- Bohor, B.F. (1994): K/T clastic deposits, northeastern Mexico: Single-pulse debris flow/turbidite units associated with impact. – In: Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T., López-Oliva, J.G. & MacLeod, N. (1994): *Field guide to Cretaceous-Tertiary boundary sections in northeastern Mexico*, Houston: Lunar and Planetary Institute Contribution, **827**: 102-107.
- Bohor, B.F. & Glass, B.P. (1995): Origin and diagenesis of K/T impact spherules – From Haiti to Wyoming and beyond. – *Meteoritics*, **30**: 182-198.
- Bohor, B.F. (1996): A sediment gravity flow hypothesis for siliciclastic units at the K/T boundary, northeastern Mexico. – In: Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth History: Geological Society of America Special Paper*, **307**: 183-195.
- Bolli, H.M. (1957): The genera *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* in the Upper Cretaceous of Trinidad. – *Bulletin of the National Museum*, **215**: 51-60.
- Borg, G., Tredoux, M., Maiden K., Sellshop, J. & Wayward, O. (1988): PGE- and Au- distribution in rift-related volcanics, sediments and stratabound Cu/Ag ores of middle Proterozoic age in central SWA/Namibia. – In: Prichard, H.G., Potts, P., Bowles, J. & Cribb, S. – *Geoplatinum*: 303-307.

- Boslough, M.B., Rigden, S.M. & Ahrens, T.J. (1986): Hugoniot equation of state of anorthite glass and lunar anorthite. – *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **84** (3): 455-473.
- Böse, E. & Cavins, O.A. (1927): The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico. – *University of Texas Bulletin*, **2748**: 7-142.
- Bouma, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation*: Amsterdam. – Elsevier: 1-168.
- Bourdon, G. (1962): Méthodé de dégagement du microfossiles par acetolyse a chaude. – *Compte rendu de la Societé géologique de France*: 267-268.
- Bouska, V. & Maslowska, H. (1993): Discriminant analysis of tektite chemical data. – *Acta Universitatis Carolinae. Geologica*, **37** (3-4): 229-242.
- Bralower, T.J., Paull, C.K. & Leckie, R.M. (1998): The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collaps and extensive sediment gravity flows. – *Geology*, **26** (4): 331-334.
- Bralower, T.J., Premoli-Silva, I. & Malone, M.J. (2002a): Shipboard Scientific Party: Leg 198 summary. *Proceedings of the Ocean Drilling Program – ODP Initial Results*, **198**: 1-148.
- Bralower, T.J., Premoli-Silva, I., Malone, M.J. & Scientific Participants of ODP Leg 198 (2002b): New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: An Ocean Drilling Program expedition to Shatsky Rise, northwest Pacific. – *GSA Today*, **14** (4): 4-10.
- Bruns, P., Dullo, W.Ch., Hay, W.W., Wold, Ch.N. & Pernicka, E. (1996): Iridium concentration as an estimator of instantaneous sediment accumulation rates. – *Journal of Sedimentary Research*, **66** (3): 608-612.
- Bruns, P., Rakocxy, H., Pernicka, E. & Dullo, W. Ch. (1997): Slow sedimentation and Ir anomalies at the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Geologische Rundschau*, **86**: 168-177.
- Buffler, R.T., Shaub, F.J., Huerta, R., Ibrahim, A.B.K. & Watkins, J.S. (1981): A model for the early evolution of the Gulf of Mexico basin. – *Oceanologica Acta*, **4**: 129-136.
- Buth, G., Cerff, K., Doyle, S., Hesch, K., Mathis, Y.L., Mexner, W., Simon, R., Steininger, R., Hagelstein, M. & Moser, H.O. (2002): Strahlrohre und Messplätze an ANKA – Spektrum der verfügbaren Anwendungsmöglichkeiten. – *Nachrichten Forschungszentrum Karlsruhe*, **32** (4): 308-332.
- Calvert, S.E. & Pedersen T.F. (1993): Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implication for the geological record. – *Marine Geology*, **113**: 67-88.
- Calvert, S.E., Bustin, R.M. & Ingall, E.D. (1996): Influence of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (9): 1577-1593.
- Chao, E. (1963): The Petrographic and Chemical Characteristics of Tektites. – In: O'Keefe, J.A. (Editor): *Tektites*: 51-94.
- Charisi, S.D. & Schmitz, B., (1998): Paleocene to Eocene paleoceanography of the Middle East: The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ from foraminiferal calcite: *Paleoceanography*, **13** (1): 106-118.

- Chen, J.R., Chao, E.C.T., Back, J.M., Minkin, J.A., Rivers, M.L., Sutton, S.R., Cygan, G.L., Grossmann, J.N. & Reed, M.J. (1993): Rare Earth Element Concentrations in Geological and Synthetic Samples Using Synchrotron X-ray Fluorescence Analysis. – Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B **75**: 576-581.
- Chevallier, P., Brissaud, I. & Wang, J.X. (1990): Quantitative Analysis by Synchrotron Radiation Induced X-ray Fluorescence. – Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B **49**: 551-554.
- Claeys, P., Casier, J.G. & Margolis, S.V. (1992): Microtektites and mass extinctions: Evidence for a late Devonian asteroid impact. – Science, **257**: 1102-1104.
- Claeys, P., Kiessling, W. & Alvarez, W. (2002): Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary. – In: Koeberl, C. & McLeod, K.G. (Editor). – Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond. – Geological Society of America Special Paper, **356**: 55-68.
- Colodner, D.C., Boyle, E.A., Edmond, J.M. & Thomson, J. (1992): Post-depositional mobility of platinum, iridium and rhenium in marine sediments. – Nature, **358**: 402-404.
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.J. & Cappetta, H. (1986): Deccan flood basalts at the Cretaceous-Tertiary boundary. – Earth and Planetary Science Letters, **80**: 361-374.
- Covey, C., Thompson, S.L., Weissman, P.R. & MacCracken, M.C. (1994): Global climatic effects of atmospheric dust from an asteroid or comet impact on Earth. – Global and Planetary Change, **9**: 263-273.
- Cowie, J.W., Ziegler, W. & Remane, J. (1989): Stratigraphic Commission accelerates progress, 1984-1989. – Episodes, **12** (2): 79-83.
- Cluver, S.J. & Rawson, P.F. (2000): Biotic Response to Global Change – Cambridge University Press: 1-516.
- Cushman, J.A. (1926): The foraminifera of the Velasco shale of the Tampico embayment. – Bulletin American Association of Petroleum Geologists, **10**: 581-612.
- Cushman, J.A. (1947): Foraminiferal evidence for the age of the Velasco shale of Mexico and the Lizard Springs marl of Trinidad. – Journal of Paleontology, **21**: 587.
- Cushman, J.A. & Trager, E.A. (1924): New Formation in the Tampico Embayment Region. – Geological Society of America Bulletin, **35**: 100.
- Dam, G., Nøhr-Hansen, H.N. & Kennedy, W.J. (1998): The northernmost marine Cretaceous-Tertiary boundary section: Nuussuaq, West Greenland. – Geology of Greenland Survey Bulletin, **180**: 138-144.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals. – Longman Scientific Technical: 1-696.
- Degolyer, E. (1916): The Furbero Oil field, Mexico. – Trans American Institute of Mining Engineers, **LII**: 268-280.
- Deutsch, A. & Masaitis, V.L. (1999): Terrestrial impact cratering; accompanying mechanisms of melting are various. – Meteoritics & Planetary Science, **34** (4): 32-33.

- D'Hondt, S., Pilson, M.E.Q., Sigurdsson, H., Hanson, A.K.J. & Carey, S. (1994): Surface water acidification and extinction at the K/T boundary. – *Geology*, **22** (11): 983-986.
- D'Hondt, S., Herbert, T.D., King, J. & Gibson, C. (1996): Planktic foraminifera, asteroids, and marine production: Death and recovery at the Cretaceous-Tertiary boundary. – In: Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*. – Geological Society of America, Special Paper, **307**: 303-317.
- D'Hondt, S., Donaghay, P., Luttenberg, D. & Lindinger, M. (1998): Organic carbon fluxes and ecological recovery from the Cretaceous-Tertiary mass extinction. – *Science*, **282**: 276-278.
- Doehne, E. & Margolis, S.V. (1990): Trece-element geochemistry and mineralogy of extraterrestrial components. – In: Sharpton, V.L. & Ward, P.D. (Editor): *Global catastrophes in Earth history: An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. – Geological Society of America, Special Paper, **247**: 367-382.
- Donnelly, T.W. & Chao, E.C.T. (1973): Microtektites of late Eocene age from the eastern Caribbean Sea. – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **15**: 1031-1037.
- Dressler, B.O. & Reimold, W.U. (2001): Terrestrial impact melt rocks and glasses. – *Earth Science Reviews*, **56** (1-4): 205-284.
- Dressler, B.O., Sharpton, V.L., Morgan, J., Buffler, R., Moran, D., Smit, J., Stoeffler, D. & Urrutia, J. (2003): Investigating a 65-Ma-Old smoking gun: deep drilling of the Chicxulub impact structure. – *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **84** (14): 125-130.
- Dressler, B.O., Sharpton, V.L., Schwandt, C.S. & Ames, D. (2004): Impactites of the Yaxcopoil-I drilling site, Chicxulub Impact Structure – Petrography, Geochemistry and Depositional Environment. – *Meteoritics & Planetary Science*, **39** (7): 844-857.
- Dubinin, A.V., Volkov, I.I., Baryshev, V.B. & Kulipanov, G.N. (1986): X-ray Fluorescence Analysis by Means of Synchrotron Radiation for Rare-Earth Elements, Yttrium, and Barium in Pacific Bottom Sediments. – *Geochemistry International*, **23**: 61-68.
- Dumble, E.T. (1915): Tertiary deposits of northeastern Mexico. – *Proceedings of the California Academy of Science*: 163-193.
- Dumble, E.T. (1916): The occurrence of Petroleum in Eastern Mexico as Contrasted with Those in Texas and Louisiana. – *American Institute of Mining Engineers*, **LII**: 250-267.
- Dymond, J., Suess, E. & Lyle, M. (1992): Barium in deep sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity. – *Paleoceanography*, **7**: 163-181.
- Ebihara, M., & Miura, T. (1996): Chemical characteristics of the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Gubbio, Italy. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (24): 5133-5144.
- Eichhorn, K.D. (1997): Single-Crystal X-ray Diffractometry Using Synchrotron Radiation. – *European Journal of Mineralogy*, **9**: 673-692.
- Ekdale, A.A. & Stinnesbeck, W. (1998): Trace fossils in Cretaceous-Tertiary (KT) boundary beds in northeastern Mexico: Implications for Sedimentation during the KT boundary event. – *Palaios*, **13**: 593-602.

- Emery, K.O. & Uchupi, E. (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*. – Springer: 1-1050.
- Engelhardt, W., Arndt, J., Fecker, B. & Pankau, H.G. (1995): Suevite breccia from the Ries crater, Germany: Origin, cooling history and devitrification of impact glasses. – *Meteoritics*, **30**: 279-293.
- Engelhardt, W. (1997): Suevite breccia of the Ries impact crater, Germany; petrography, chemistry and shock metamorphism of crystalline rock clasts. – *Meteoritics & Planetary Science*, **32** (4): 545-554.
- Fischer, K.F. (1984): Anwendungsmöglichkeiten von Röntgen-Synchrotronstrahlung für Mineralogen. – *Fortschritte in der Mineralogie*, **62**: 173-186.
- Fischer, R.V. & Schmincke, H.U. (1989): *Pyroclastic Rocks*. – Springer: 1-472.
- Frantz, J., Mao, H., Zhang, Y., Wu, Y. & Thompson, A. (1988): Analysis of Fluid Inclusions by X-ray Fluorescence Using Synchrotron Radiation. – *Chemical Geology*, **69**: 235-244.
- French, B.M. (1998): *Traces of catastrophe, a handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*. – Lunar and Planetary Institute: 1-120.
- Frazier, D.E. (1967): Recent Deltaic Deposits of the Mississippi River: Their Developments and Chronology. – *Geological Society*, **17**: 287-315.
- Galloway, W.E., Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B. Jr., Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E. & Scott, T. (1991): Cenozoic. – In: Salvador, A. (1991): *The Gulf of Mexico Basin, The Geology of North America*. – The Geological Society of America, Volume J: 245-324.
- Gastil, R.G. & Jenske, W. (1973): Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt. – *Stanford University Publications; Geological Sciences*, **13**: 171-180.
- Gault, D. E. (1968): Impact cratering mechanics and structures. – In: French, B.M. & Short, N.M. (Editor): *Shock metamorphism of natural materials*. – Mono Book Corporation: 87-99.
- Gilfrich, J.V., Skelton, E.F., Nagel, D.J., Webb, A.W., Qadrai, S.B. & Krikland, J.P. (1983): X-Ray Fluorescence Analysis Using Synchrotron Radiation. – *Advances in X-ray Analysis*, **26**: 313.
- Glasby, G.P. & Kunzendorf, H. (1996): Multiple factors in the origin of the Cretaceous/Tertiary boundary: the role of environmental stress and Deccan Trap volcanism. – *Geologische Rundschau*, **85**: 191-210.
- Glass, B.P. (1984): Solution of naturally-occurring glasses in the geological environment. – *Journal of Non-Crystalline Solids*, **67**: 265-286.
- Glass, B.P. (1990): Tektites and microtektites: Key facts and inferences. – *Tectonophysics*, **171**: 393-404.
- Glass, B.P. & Burns, C.A. (1988): A new term for impact produced glassy spherules containing primary crystallites. – *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference*: 455-458.

- Glass, B.P., Muenow, D.W., Bohor, B.F. & Meeker, G.P. (1997): Fragmentation and hydration of tektites and microtektites. – *Meteoritics and Planetary Science Letters*, **32** (3): 333-341.
- Glazovskaya, L.I. & Masaytis, V.L. (1996): Geochemical peculiarities of impact glasses of the Zhamanshin Crater. – *Chemie der Erde*, **56** (4): 481-486.
- Glikson, A. & Allen, C. (2004): Iridium anomalies and fractionated siderophile element patterns in impact ejecta, Brockman Iron Formation, Hamersley Basin, Western Australia: evidence for a major impact in simatic crustal regions of the early Proterozoic earth. – *Earth and Planetary Science Letters*, **220**: 247-264.
- Goldhammer, R.K. & Johnson, C.A. (2001): Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the Northwest Gulf of Mexico rim. – *The western Gulf of Mexico basin; tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems, AAPG Memoir*, **75**: 45-81.
- Graup, G. (1981): Terrestrial chondrules, glass spheres and accretionary lapilli from the suevite, Ries Crater, Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, **55**: 407-418.
- Grieve, R.A.F., Palme, H. & Plant, A.G. (1980): Siderophile-rich particles in the melt rocks at the East Clearwater Impact structure, Quebec: Their characteristics and relationship to the impacting body. – *Contributions in Mineralogy and Petrology*, **75** (2): 187-198.
- Griscom, D.L., Beltrán-López, V., Merzbacher, C.L. & Bolden, E. (1999): Electron spin resonance of 65-million-year-old glasses and rocks from the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Journal of Non-Crystalline Solids*, **253** (1-3): 1-22.
- Griscom, D.L., Beltrán-López, V., Pope, K.O. & Ocampo, A.C. (2003): New geochemical insights from electron-spin-resonance studies of Mn_2^+ and SO_3^- in calcites: Quantitative analyses of Chicxulub crater ejecta from Belize and southern Mexico with comparison to limestones from distal Cretaceous-Tertiary boundary sites. – In: Koeberl, C. & Martínez-Ruiz, F. (Editor): *Impact markers in the stratigraphic record*. – Springer: 229-270.
- Grimsdale, T.F. (1947): Upper Cretaceous foraminifera: A criticism. – *Journal of Paleontology*, **21**: 586-587.
- Grundmann, G. (1998): *Anfertigung von petrographischen Dünn- und Anschliffen für die Licht- und Elektronenmikroskopie*. – Technische Universität München: 1-25.
- Gupta, S.C., Ahrens, T.J. & Yang, W. (2001): Shock-induced vaporization of anhydrite and global cooling from the K/T impact. – *Earth and Planetary Science Letters*, **188** (3-4): 399-412.
- Hahn-Weinheimer, P., Hirner, A. & Diefenbach, K.W. (1995): *Röntgenfluoreszenz-analytische Methoden: Grundlagen und praktische Anwendung in den Geo-, Material- und Umweltwissenschaften*. – Vieweg Verlag, Braunschweig: 1-283.
- Hallam, A. & Wignall, P.B. (1997): *Mass Extinction and their Aftermath*. – Oxford University Press: 1-320.
- Hansen, H.J., Toft, P., Mohabey, D.M. & Sarkar, A. (1996): Lameta age: dating the main pulse of the Deccan Traps volcanism. – *Gondwana Geological Magazine Special*, **2**: 365-374.

- Hart, R.J., Cloete, M., McDonald, I., Carlson, R.W. & Andreoli, M.A.G. (2002): Siderophile-rich inclusions from the Morokweng impact melt sheet, South Africa; possible fragments of a chondritic meteorite. – *Earth and Planetary Science Letters*, **198** (1-2): 49-62.
- Harting, M., Leiss, O., Boenigk, W., Kasper, H.U., Grumm, G. & Semertzidis, S. (2003): Geologie im Bereich des Trassenneubau für die Stadtbahnlinie 4 (Universitätslinie) der Stadt Bielefeld: Beckenanalyse, Fazies und Paläoenvironment des Keuper im Raum Bielefeld. – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **60**: 13-45.
- Hay, W.W. (1960): The Cretaceous-Tertiary Boundary in the Tampico Embayment, Mexico. – In: Sorgenfrei, T. (Editor): Report of the Twenty-First Session Norden, **5**: 70-78.
- Heckel, J. (1995): Using Barkla polarized X-ray radiation in energy dispersive X-ray fluorescence analysis (EDXRF). – *Journal of Trace and Microprobe Techniques*, **13** (2): 97-108.
- Heide, G., Müller, B., Kloess, G., Moseler, D. & Frischat, G.H. (2003): Structural classification of natural non-crystalline silicates. – *Journal of Non-Crystalline Solids*, **323**: 68-71.
- Heide, K. (1989): Structural features of natural glasses and their relationship to glass-forming processes. – *Chemie der Erde*, **49** (4): 287-295.
- Heide, K., Gerth, K. & Stelzner, Th. (1997): Deggassing behavior of impact Glasses and Tektites. – 60th Annual Meteoritical Society Meeting: #5005.
- Heide, K., Heide, G. & Kloess, G. (2001): Glass chemistry of tektites. – *Planetary and Space Science*, **49**: 839-844.
- Heinen, G. (1997): Tektite. – Linden: 1-163.
- Henderson, G. & Baker, D. (2002): Synchrotron Radiation: Earth, Environmental and Material Sciences Applications Mineralogical. – Association of Canada Short-Course, **30**: 1-178.
- Hildebrand, A.R., Penfield, G.T., Kring, F.A., Pilkington, M., Camargo, A.Z., Jacobson, S.B. & Boynton, W.V. (1991): Chicxulub crater: A possible Cretaceous-Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula. – *Geology*, **19**: 867-869.
- Hildebrand, A.R., Pilkington, M., Connors, M., Cortiz-Aleman, C. & Chavez, R.E. (1995): Size and structure of the Chicxulub crater revealed by horizontal gravity gradients and cenotes. – *Nature*, **376**: 415-417.
- Hollander, D.J., McKenzie, J.A. & Hsü, K.J. (1993): Carbon isotope evidence for unusual plankton blooms and fluctuations of surface water CO₂ in "Strangelove Ocean" after terminal Cretaceous event. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, **104** (1-4): 155-176.
- Hrabanek, J. & von Platen, H. (1996): Crystal-chemical characterization and properties of Bohemian and Moravian tektites. – *Chemie der Erde*, **56** (4): 522.
- Huber, B.T. (1996): Evidence for planktonic foraminifer reworking versus survivorship across the Cretaceous-Tertiary boundary at high latitudes. – In: Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S. (Editor): The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth History. – Geological Society of America Special Paper, **307**: 319-334.

- Humphries, D.W. (1992): The preparation of thin sections of rocks, minerals, and ceramics. *Microscopy Handbooks*, **24**. – Oxford University Press.
- Huntley, L.G. (1916): The Mexican Oil Fields. – *American Institute of Mining Engineers*, **LII**: 281-321.
- Istrate, G. (1978): Petrologic Study of the Vladesa Massif (Western Part). – In: *Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica*, **LIII**.
- Ivanov, B.A., Badjukov, D.D., Yakovlev, O.I., Gerasimov, M.V., Dikov, Y.P., Pope, K.O. & Ocampo, A.C. (1996): Degassing of sedimentary rocks due to Chicxulub impact: Hydrocode and physical simulations. – In: *Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S. (Editor): New Developments Regarding the KT Event and Other Catastrophes in Earth History*. – Geological Society of America, Special Paper, **307**: 125-139.
- Izett, G.A. (1990): The Cretaceous/Tertiary boundary interval, Raton Basin, Colorado and New Mexico, and its content of shock-metamorphosed minerals: Evidence relevant to the K/T boundary impact-extinction event. – *Geological Society of America Special Paper*, **249**: 1-100.
- Izett, G.A. (1991): Tektites in Cretaceous-Tertiary boundary rocks on Haiti and their bearing on the Alvarez impact extinction hypothesis. – *Journal of Geophysical Research*, **96** (4): 20879-20905.
- Izett, G.A., Cobban, W.A., Obradovich, J.D. & Kunk, M.J. (1993): The Manson impact structure: ^{40}Ar - ^{39}Ar age and its distal impact ejecta in the Pierre shale in southeastern South Dakota. – *Science*, **262**: 729-732.
- Izokh, E.P. (1996): Origin of tektites; an alternative to terrestrial impact theory. – *Chemie der Erde*, **56** (4): 458-474.
- Jaklevic, J.M., Giauque, R.D. & Thomposon, A.C. (1990): Recent Results Using Synchrotron Radiation for Energy-Dispersive X-Ray Fluorescence Analysis. – *X-Ray Spectrometry*, **29**: 53-58.
- Jéhanno, C., Boclet, D., Froget, L., Lambert, B., Robin, E., Rocchia, R. & Turpin, L. (1992): The Cretaceous-Tertiary boundary at Beloc, Haiti: No evidence for an impact in the Caribbean area. – *Earth and Planetary Science Letter*, **109**: 229-241.
- Jochum, K.P., Dingwell, D.B., Rocholl, A., Stoll, B., Hofmann, A.W., Becker, S., Besmehn, A., Bessette, D., Dietze, H.J., Dulski, P., Erzinger, J., Hellebrand, E., Hoppe, P., Horn, I., Janssens, K., Jenner, G.A., Klein, M. & McDonough, W.F. (2000): The Preparation and Preliminary Characterisation of Eight Geological MPI-DING Reference Glasses for In-Situ Microanalysis. – *Geostandard Newsletters, The Journal for Geostandards and Geoanalysis*, **24** (1): 87-133.
- Jones, R.A. (1925): A reconnaissance study of the Salado Arch, Nuevo León, and Tamaulipas, Mexico. – *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **9**: 123-133.
- Kaiho, K., Kajiwara, Y., Tazaki, K., Ueshima, M., Takeda, N., Kawahata, H., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Hirai, A. & Lamolda, M.A. (1999): Oceanic primary productivity and dissolved oxygen levels at the Cretaceous-Tertiary boundary: Their decrease, subsequent warming, and recovery. – *Paleoceanography*, **14** (4): 511-524.
- Keller, G. (1988): Extinction, survivorship and evolution of planktic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. – *Marine Micropaleontology*, **13**: 239-263.

- Keller, G. (1993): The Cretaceous/Tertiary boundary transition in the Antarctic Oceans and its global implications. – *Marine Micropaleontology*, **21**: 1-45.
- Keller, G. (2001): The end-Cretaceous Mass Extinction: Year 2000 Assessment. – *Planetary and Space Science*, **49**: 817-830.
- Keller, G. (2003): Biotic effects of impacts and volcanism. – *Earth and Planetary Science Letters*, **215**: 249-264.
- Keller, G., Barrera, E., Schmitz, B. & Mattson, M. (1993): Gradual mass extinction, species survivors, and long term environmental changes across the Cretaceous/Tertiary boundary in high latitudes. – *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 979-997.
- Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T., López-Oliva, J.G. & MacLeod, N. (1994a): Field guide to Cretaceous-Tertiary boundary sections in northeastern Mexico. – *Lunar and Planetary Institute Contribution*, **827**: 1-110.
- Keller, G., Stinnesbeck, W. & López-Oliva, J.G. (1994b): Age, deposition and biotic effects of the Cretaceous/Tertiary boundary event at Mimbral, NE Mexico. – *Palaios*, **9**: 144-157.
- Keller, G., Li, L. & MacLeod, N. (1995): The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: How catastrophic was the mass extinction? – *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, **119**: 221-254.
- Keller, G. & Stinnesbeck, W. (1996a): Sea-level changes, clastic deposits, and megatsunamis across the Cretaceous-Tertiary boundary. – In: MacLeod, N. & Keller, G. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary boundary mass extinction: Biotic and environmental events*. – Norton and Company: 415-449.
- Keller, G. & Stinnesbeck, W. (1996b): Near-K/T age of clastic deposits from Texas to Brazil: impact, volcanism and/or sea-level lowstand? – *Terra Nova*, **8**: 277-285.
- Keller, G., López-Oliva, J.G., Stinnesbeck, W. & Adatte, T. (1997): Age, stratigraphy, and deposition of near-K/T siliciclastic deposits in Mexico: Relation to bolide impact? – *GSA Bulletin*, **109** (4): 410-428.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z., Li, L. & von Salis Perch-Nielsen, K. (1998): The Cretaceous-Tertiary transition on the shallow Saharan platform of southern Tunisia. – *Geobios*, **30** (7): 951-975.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Stüben, D. & Berner, Z. (2001): Age, chemo- and biostratigraphy of Haiti spherule-rich deposits: a multi-event K-T scenario. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **38**: 197-227.
- Keller, G. & Stinnesbeck, W. (2002): Slumping and a sandbar deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in the El Tecolote section (northeastern Mexico): An impact-induced sediment gravity flow – Comment. – *Geology*, **30**: 382-383.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Affolter, M., Schilli, L. & López-Oliva, J.G. (2002): Multiple Spherule Layers in the late Maastrichtian of northeastern Mexico. – *GSA Special Paper*, **356**: 145-162.
- Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T. & Stüben, D. (2003a): Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. – *Earth-Science Reviews*, **62**: 327-363.

- Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T., Holland, B., Stüben, D., Harting, M., DeLeon, C. & De La Cruz, J. (2003b): Spherule deposits in Cretaceous-Tertiary boundary sediments in Belize and Guatemala. – *Journal of the Geological Society of London*, **160**: 783-796.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Rebolledo-Vieyra, M., Uruttia-Fucugauchi, J., Kramar, U. & Stüben, D. (2004a): Chicxulub impact predates the K-T boundary mass extinction. – *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **101** (11): 3753-3758.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Stüben, D., Berner, Z., Kramar, U. & Harting, M. (2004b): More evidence that the Chicxulub impact predates the K/T mass extinction. – *Meteoritics and Planetary Science*, **39** (6-7): 1127-1144.
- Kelley, P.S., Gurov, E. (2002): Boltysh, another end Cretaceous impact. – *Meteoritics and Planetary Science*, **37**, 1031– 1043.
- Kellum, L.B. (1937): The Geology and Biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico. – *University of Michigan Studies, Scientific Series*, **12**: 1-98.
- Kempnaers, L., Janssens, K., Jochum, K.P., Vincze, L., Vekemans, B., Somogyi, A., Drakopoulos, M. & Adams, F. (2003): Micro-heterogeneity study of trace elements in USGS, MPI-DING and NIST glass reference materials by means of synchrotron micro-XRF. – *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **18**: 350-357.
- Kettrup, B. & Deutsch, A. (2000): Transport and abrasion experiments with micrometeorites; relevance for the preservation of ejecta material and cosmic debris in the geological record. – Lunar and Planetary Institute, Houston, LPI Contribution, Report, **1053**: 94.
- Kettrup, B. (2002): Impact lithologies and target rocks of the impact craters Popigai, Russia and Chicxulub, Mexico: geochemical investigations. – *Doktorarbeit, Wilhelms-Universität Münster*: 1-88.
- Kettrup, B. & Deutsch, A. (2003): Geochemical variability of the Yucatán basement: Constraints from crystalline clasts in Chicxulub impactites. – *Meteoritics and Planetary Science*, **38** (7): 1079-1092.
- Kettrup, B., Deutsch, A. & Masaitis, V.L. (2003): Homogeneous impact melts produced by a heterogeneous target ? Sr-Nb isotopic evidence from the Popigai crater, Russia. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67** (4): 733-750.
- Kirkland, D.W. & Gerhardt, J.E. (1971): Jurassic salt, central Gulf of Mexico, and its temporal relation to circum-Gulf evaporites. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **55** (5): 680-686.
- Klügel, A., Sachs, P.M., Lechtenberg, F. & Schmincke, H.U. (1995): Trace Element Zoning in Mantle Xenoliths: First results of Synchrotron X-ray Fluorescence Analyses (SYXRF). – *HASYLAB Annual Report*: 947-948.
- Knöchel, A. (1990): TXRF, PIXE, SYXRF: Principles and applications. – *Fresenius Journal of Analytical Chemistry*, **337**: 614.
- Koeberl, C. (1990): The geochemistry of tektites: An overview. – *Tectonophysics*, **171**: 405-422.
- Koeberl, C. (1992): Water content of glasses from the K/T boundary, Haiti: Indicative of impact origin. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 4329-4332.

- Koeberl, C. (1993): Chicxulub crater, Yucatán, tektites, impact glasses, and the geochemistry of target rocks and breccias. – *Geology*, **21**: 211-214.
- Koeberl, C. (1994): Tektite origin by hypervelocity asteroidal or cometary impact: Target rocks, source craters, and mechanisms. – In: Dressler, B.O., Grieve, R.A.F. & Sharpton, V.L. (Editor): Large meteorite impacts and planetary evolution. – Geological Society of America, Special Paper, **293**: 133-152.
- Koeberl, C. (1998): Identification of meteoritic components in impactites. – In: Grady, M.M., Hutchison, R. & McCall, G.J.H. (Editor): Meteorites: Flux with time and impact effects. – Geological Society of London, Special Publication, **140**: 133-153.
- Koeberl, C. & Sigurdsson, H. (1992): Geochemistry of impact glasses from the K/T boundary in Haiti: Relation to smectites, and a new type of glass. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 2113-2129.
- Koeberl, C., Sharpton, V.L., Murali, A.V. & Burke, K. (1990): Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event. – *Geology*, **18**: 50-53.
- Koeberl, C., Masaitis, V.L., Shafronovsky, G.I., Gilmour, I., Langenhorst, F. & Schrauder, M. (1997a): Diamonds from the Popigai impact structure, Russia. – *Geology*, **25**: 967-970.
- Koeberl, C., Bottomley, R., Glass, B.P. & Storzer, D. (1997b): Geochemistry and age of Ivory Coast tektites and microtektites. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**: 1745-1772.
- Koeberl, C. & MacLeod, K.G. (2002): Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond. – Geological Society of America, Special Publikation, **356**: 1-746.
- Koeberl, C. & Martínez-Ruiz, F.C. (2003): Impact markers in the stratigraphic record. – Springer: 1-347.
- Kopecky, L. (1996): Neglected data on the endogenous origin of tektite parent craters and of tektites. – *Chemie der Erde*, **56** (4): 437-442.
- Kramar, U. (1993): Methoden zur Interpretation von Daten der geochemischen Bachsedimentprospektion am Beispiel der Sierra de San Carlos (Tamaulipas), Mexiko. – *Karlsruher Geochemische Hefte*, **1**: 1-149.
- Kramar, U. (1997): Advances in energy-dispersive X-ray fluorescence. – *Journal of Geochemical Exploration*, **58**: 73-80.
- Kramar, U., Stüben, D., Berner, Z. & Stinnesbeck, W. (2000): Are Ir-Anomalies Sufficient and Unique Indicators for Cosmic Events ? – In: R. Albrecht, H. Miller and M. Schieber (Editor): Asteroids, Meteorites, Impacts and their Consequences, AMICO 2000. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **11**: 33-34.
- Kramar, U., Rickers, K., Simon, R., Staub, S., Harting, M. & Stüben, D. (2003): Möglichkeiten und Grenzen der μ SYRFA zur Bestimmung der Mikro-Spurenelementverteilung in geologischem Material. – *European Journal of Mineralogy*, **15**: 107.
- Kring, D.A. (1993): The Chicxulub impact event and possible causes of K/T boundary extinctions. – In: D. Boaz, D. & Dornan, M. (Editor): Proceedings of the First Annual Symposium of Fossils of Arizona, Mesa Southwest Museum and the Southwest Paleontological Society, Mesa: 63-79.

- Kring, D.A. & Boynton, W.V. (1991): Altered spherules of impact melt associated relict glass from the K/T boundary sediments in Haiti. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1737-1742.
- Kring, D.A. & Durda, D.D. (2002): Trajectories and distribution of material ejected from the Chicxulub impact crater; implications for postimpact wildfires. – *Journal of Geophysical Research*, **107** (8): 6.1-6.22.
- Kroon, D., Norris, R.D. & Klaus, A. (2001): Western North Atlantic Paleogene and Cretaceous Paleooceanography. – Geological Society Publication London, **183**: 1-319.
- Kyte, F.T., Bostwick, J.A. & Zhou, L. (1996): The Cretaceous-Tertiary boundary on the Pacific plate: Composition and distribution of impact debris. – In: Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*. – Geological Society of America, Special Paper, **307**: 389-401.
- Kyte, F.T. (1998): A meteorite from the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Nature*, **396** (6708): 237-239
- Kyte, F.T. & Vakulenko, M. (2001): KT boundary impact debris from DSDP Site 577. – Meteoritical Society, 64th Annual Meeting: #5423.
- Lange, J.M. (1996): Tektite glasses from Lusatia (Lausitz), Germany. – *Chemie der Erde*, **56** (4): 498-510.
- Larsen, J.F., Denis, M.H. & Gardner, J.E. (2004): Experimental study of bubble coalescence in rhyolitic and phonolitic melts. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68** (2): 333-344.
- Lechtenberg, F., Garbe, S., Bauch, J., Dingwell, D.B., Freitag, F., Haller, M., Hansteen, T.H., Ippach, P., Knöchel, A., Radtke, M., Romano, C., Sachs, P.M., Schmincke, H.U. & Ullrich, H.J. (1996): The X-ray Fluorescence Measurement Place at Beamline L of Hasylab. – *Journal of Trace Microprobe Technology*, **14**: 561-587.
- Lentz, D.R. (2003): *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. – Geological Association of Canada, *Geotext* **4**: 1-184.
- Lerbekmo, J.F., Sweet, A.R. & Davidson, R.A. (1999): Geochemistry of the Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary interval: South-central Saskatchewan and Montana. – *Canadian Journal of Earth Science*, **36** (5): 717-724.
- Leroux, H., Rocchia, R., Froget, L., Orue-Etxebarria, X., Doukhan, J.C. & Robin, E. (1995): The K/T Boundary at Beloc (Haiti): Compared stratigraphic distributions of the boundary markers. – *Earth and Planetary Science Letters*, **131**: 255-268.
- Li, L. & Keller, G. (1998): Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP Sites 525A and 21. – *Marine Micropaleontology*, **33**: 55-86.
- Lindenmaier, F. (1999): *Geologie und Geochemie an der Kreide-Tertiär Grenze im Nordosten von Mexiko*. – Diplomarbeit, Universität Karlsruhe: 1-93.
- Lindinger, M. (1988): *The Cretaceous/Tertiary boundaries of El Kef and Caravaca: Sedimentological, geochemical, and clay mineralogical aspects*. – Doktorarbeit ETH-Zürich: 1-253.

- Longoria, J.F. & Grajales-Nishimura, J.M. (1993): Field trip itinerary; third day, La Sierita, Rancho Nuevo and Rancho Altamira outcrops. – *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, **6** (2): 81-85.
- López-Oliva, J.G. (1996): Stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary (K/T) boundary transition in northeastern and east-central Mexico. – *Doktorarbeit, Princeton University*: 1-246.
- López-Ramos, E. (1985): *Geología de Mexico, Tomo II: 3ª*. – Edición primera reimprisión, Secretaría de Educación Pública: 1-454.
- Lu, F.Q., Smith, J.V., Sutton, S.R., Rivers, M.L. & Davis, A.D. (1989): Synchrotron X-ray Fluorescence Analysis of Rock-Forming Minerals, 1. Comparison with Other Techniques, 2. White-Beam Energy-Dispersive Procedure for Feldspars. – *Chemical Geology*, **75**: 123-143.
- Lyons, J.B. & Officer, C.B. (1992): Mineralogy and petrology of the Haiti Cretaceous/Tertiary section. – *Earth and Planetary Science Letters*, **109** (1): 205-224.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo-Delgado, I. & Acquafredda, P. (1997): Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE-Spain. – *Sedimentary Geology*, **113** (1-2): 137-147.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M. & Palomo-Delgado, I. (1999): Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE-Spain): Implications for trace-element remobilisation. – *Terra Nova*, **11** (6): 290-296.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Kroon, D., Smit, J., Palomo-Delgado, I. & Rocchia, R. (2001): Geochemistry of the Cretaceous-Tertiary boundary at Blake Nose (ODP Leg 171B). – In: Kroon, D., Norris, R.D., & Klaus, A. (2001): *Western North Atlantic Paleogene and Cretaceous Paleooceanography*. – Geological Society, Special Publication, **183**: 132-148.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo-Delgado, I. & Smit, J. (2002): Cretaceous-Tertiary boundary at Blake Nose (Ocean drilling Program Leg 171B): A record of the Chicxulub impact ejecta. – In: Koeberl, C. & MacLeod, K.G. (Editor): *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond*. – Geological Society of America, Special Paper, **356**: 189-200.
- Maurrasse, F.J. & Sen, G. (1991): Impacts, tsunamis, and the Haitian Cretaceous-Tertiary boundary layer. – *Science*, **252**: 1690-1693.
- McCall, J. (2001): *Tektites in the Geological Record: Showers of Glass from the Sky*. – The Geological Society of London: 1-256.
- McCorkle, D.C., Emerson, S.R. & Quay, P.D. (1985): Stable carbon isotopes in marine porewaters. – *Earth and Planetary Science Letters*, **74**: 13-26.
- McFarlan, E., Edward, Jr. & Menes, L.S. (1991): Lower Cretaceous. – In: Salvador, A. (1991): *The Gulf of Mexico Basin, The Geology of North America*. – The Geological Society of America, Volume J: 1-551.
- McHugh, C.M.G., Snyder, S.W. & Miller, K.G. (1998): Upper Eocene ejecta of the New Jersey continental margin reveal dynamics of Chesapeake Bay impact. – *Earth and Planetary Science Letters*, **160** (3-4): 353-367.

- McLennan, G.A. (1989): Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes – In: Lipin, B.R. & McKay, G.A. (Editor): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. – *Reviews in Mineralogy*, **21**: 1-348.
- McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M. & McDaniel, D.K. (2003): The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. – In: Lentz, D.R. (2003): *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. – Geological Association of Canada, *Geotext* **4**: 7-38.
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Johnson, K.S., Coale, K.H., Anderson, R.F., Kumar, N., Burdige, D.J., Hammond, D.E., Brumsack, H.J., McCorkle, D.C. & Rushdi, A. (1998): Geochemistry of barium in marine sediments; implications for its use as a paleoproxy. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62** (21-22): 3453-3473.
- Melosh, H.J. (1989): *Impact Cratering*. – Oxford University Press: 1-245.
- Middelton, G.V. (1967): Experiments on Density and Turbidity Currents, I, II and III. – *Canadian Journal of Earth Science*, **3**: 523-546.
- Montanari, A. (1991): Authigenesis of impact spheroids in the K/T boundary clay from Italy: New constraints for high-resolution stratigraphy of terminal Cretaceous events. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **61** (3): 315-339.
- Montanari, A. & Koeberl, C. (2002): *Impact Stratigraphy – The Italian Record*. – Lecture Notes in Earth Science, **93**: 1-364.
- Morán-Zenteno, D.J. (1994): The Geology of the Mexican Republic. – American Association of Petroleum Geologists, VII: *AAPG Studies in Geology*, **39**: 1-160.
- Morgan, J.P., Reston, T.J. & Ranero, C.R. (2004): Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and impact signals: are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link? – *Earth and Planetary Science Letters*, **217**: 263-284.
- Morton-Bermea, O., Harting, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Istrate, G., Vera, P., Soler, A.M. & Stinnesbeck, W. (2003): First evidence of Chicxulub-Impact bolide projectile at the Yaxcopoil-I drill. – 66th Annual Meteoritical Society Meeting, supplementary issue of *Meteoritics & Planetary Science*, #5188.
- Muir, J.M. (1936): *Geology of the Tampico region, Mexico*: American Association of Petroleum Geologists: 1-280.
- Murray, G.E., Boyd, D.R., Durham, C.O., Forde, R.H., Lawrence, R.M., Lewis, P.D., Martin, K.G., Weidie, A.E., Wilbert, W.P. & J.A. Wolleben (1960): Stratigraphy of Difunta Group, Parras Basin, States of Coahuila and Nuevo Leon, Mexico. – In: Sorgenfrei, T. (Editor): *Report of the Twenty-First Session Norden*, **5**: 82-97.
- Murray, R.W. & Leinen, M. (1993): Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135°W: Tracking sedimentary major, trace, and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 4141-4163.
- Murray, R.W. & Leinen, M. (1996): Scavenged excess aluminium and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 3869-3878.

- Nakayama, K. & Yoshikawa, S. (1997): Depositional processes of primary to reworked volcanoclastics on an alluvial plain: An example from the lower Pliocene Otha tephra bed of the Topkai Group, central Japan. – *Sedimentary Geology*, **107** (3-4): 211-229.
- Nazarov, M.A., Badjukov, D.D., Barsukova, L.D. & Alekseev, A.S. (1991): Reconstruction of original morphology of the Kara impact structure and its relevance of the K/T boundary event. – *Lunar and Planetary Science*, **22**: 959-960.
- Nesbitt, H.W. (2003): Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. – In: Lentz, D.R. (2003): *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. – Geological Association of Canada, *Geotext* **4**: 39-52.
- Newman, A.C.D. & Brown, G. (1987): The chemical constitution of clays. – In: Newman, A.C.D. (Editor): *Chemistry of clays and clay minerals*. – Mineralogical Society Monograph **6**: 1-128.
- Nordt, L., Atchley, S. & Dworkin, S. (2003): Terrestrial evidence for two greenhouse events in the latest Cretaceous. – *GSA Today*, **13** (12): 4-9.
- Noran (1991): *Voyager, Reference Manual, Version 2.0, X-ray Quantitative Microanalysis System*. – Noran Instruments.
- Norris, R.D., Huber, B.T. & Self-Trail, J. (1999): Synchronicity of the K-T oceanic mass extinction and meteorite impact: Blake Nose, Western North Atlantic. – *Geology*, **27**: 419-422.
- Nötzold, T. (1965): Die Präparation von Gyrogoniten und kalkigen Charophyten-Oogonien aus festen Kalkgesteinen. – *Monatsbericht der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, **7** (3): 216-221.
- Oberbeck, V.R. (1975): The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy. – *Reviews in Geophysics and Space Physics*, **13**: 337-362.
- Obregón de la Parra, J. (1960): El contacto cretácico-terciario y el paleoceno de la cuenca sedimentaria de Tampico-Misantla. – In: Sorgenfrei, T. (Editor): *Report of the Twenty-First Session Norden*, **5**: 78-82.
- Olsson, R.K., Miller, K.G., Browning, J.V., Habib, D. & Sugarman, P.J. (1997): Ejecta layer at the Cretaceous-Tertiary boundary, Bass River, New Jersey (Ocean Drilling Program Leg 174AX). – *Geology*, **25** (8): 759-762.
- Olsson, R.K., Miller, K.G., Browning, J.V., Wright, J.D. & Cramer, B.S. (2002): Sequence stratigraphy and sea-level changes across the Cretaceous-Tertiary boundary on the New Jersey passive margin. – In: Koeberl, C. & MacLeod, K.G. (Editor): *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond*. – Geological Society of America, *Special Paper*, **356**: 97-108.
- Ortega-Huertas, M., Palomo-Delgado, I., Martínez-Ruiz, F. & Gonzalez, I. (1998): Geological factors controlling clay mineral patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary in Mediterranean and Atlantic sections. – *Clay Mineralogy*, **33** (3): 483-500.
- Ortega-Huertas, M., Martínez-Ruiz, F., Palomo-Delgado, I. & Chamley, H. (2002): Review of the mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary clay: Evidence supporting a major extraterrestrial catastrophic event. – *Clay Mineralogy*, **37** (3): 395-411.
- Ormö, J. & Lindström, M. (2000): When a cosmic impact strikes the sea bed. – *Geological Magazine*, **137** (1): 67-80.

- Papike, J.J. (1998): Planetary Materials. – *Reviews in Mineralogy*, **36**: 1-1014.
- Pardo, A., Ortiz, N. & Keller, G. (1996): Latest Maastrichtian and K/T boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain. – In: MacLeod, N. & Keller, G. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary mass extinction: Biotic and environmental events*. – Norton and Company: 155-176.
- Penfield, G.T. & Camargo, Z.A. (1981): Definition of a major igneous zone in the central Yucatán platform with aeromagnetism and gravity. – *Society of Exploration Geophysicist Technical Programs, Abstracts and Biographies*, **51**: 1-37.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. & Sinclair, I.K. (2001): *Ichnology & Sedimentology of shallow to marginal marine systems*. – Geological Association of Canada, Short Course, **15**: 1-343.
- Perch-Nielsen, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. – In: Bolli, H.M., Perch-Nielsen, K. & Saunders, J.B. (Editor): *Plankton Stratigraphy*. – Pergamon Press: 329-426.
- Perez-Cruz, G.A. (1993): Geologic evolution of the Burgos Basin, northeastern Mexico.
- Pesagno, E.A. (1969): Upper Cretaceous Stratigraphy of the Western Gulf Coast Area of México, Texas, Arkansas. – *Geological Society of America*, **111**: 1-138.
- Pierazzo, E. & Melosh, H.J. (1999): Hydrocode modeling of Chicxulub as an oblique impact event. – *Earth and Planetary Science Letters*, **165**: 163-176.
- Pierazzo, E., Kring, D.A. & Melosh, H.J. (1998): Hydrocode simulations of the Chicxulub impact event and the production of climatically active gases. – *Journal of Geophysical Research*, **103**: 28607-28625.
- Pilkington, M. & Grieve, R.A.F. (1992): The geophysical signature of terrestrial impact craters. – *Reviews of Geophysics*, **30**: 161-181.
- Pollastro, R.M. & Bohor, B.F. (1993): Origin and clay-mineral genesis of the Cretaceous/Tertiary boundary unit, West Interior of North America. – *Clays and Clay Mineralogy*, **41** (1): 7-25.
- Pope, K.O., Ocampo, A.C. & Duller, C.E. (1993): Surficial geology of the Chicxulub impact crater, Yucatán, Mexico. – *Earth, Moon and Planets*, **63**: 93-104.
- Pope, K.O., Baines, K.H., Ocampo, A.C. & Ivanov, B.A. (1994): Impact winter and the Cretaceous/Tertiary extinctions: Results of a Chicxulub asteroid impact model. – *Earth and Planetary Science Letter*, **128**: 719-725.
- Pope, K.O., Ocampo, A.C., Kinsland, G.L. & Smith, R. (1996): Surface expression of the Chicxulub crater. – *Geology*, **24**: 527-530.
- Pope, K.O., Ocampo, A.C. & Baines, K.H. (1997): Constraints on volatile production by the Chicxulub impact. – *Abstracts of Papers Submitted to the Lunar and Planetary Science Conference*, **28** (3): 1127-1128.
- Potts, P.J., Bowles, J.F.W., Reed, S.J.B. & Cave, M.R. (1995): *Microprobe Techniques in the Earth Sciences*. – Chapman & Hall.
- Premo, W.R. & Izett, G.A. (1992): Isotopic signature of black tektites from the K-T boundary on Haiti: Implications for the age and type of source material. – *Meteoritics*, **27**: 413-423.

- Premo, W.R., Izett, G.A. & Meeker, G.P. (1995): Major-element and isotopic compositions of relict tektites and glass-like shards from the K/T boundary spherule bed at El Mimbral, Mexico. – *Lunar and Planetary Science*, **26**: 1139-1140.
- Ramkumar, M., Harting, M. & Stüben, D. (2004): Barium anomaly preceding K/T boundary in Maastrichtian-Danian strata of the Cauvery Basin, south India: plausible causes, Ba-anomalies of K/T sections in Israel, NE-Mexico and Guatemala and implications on end Cretaceous events. – In Druck.
- Rao, C.P. (1997): A Colour Illustrated Guide to Sedimentary Textures Cold Cool Warm Hot. – Printing Authority of Tasmania, Hobart: 1-128.
- Raup, D.M. & Sepkoski, J.J. (1982): Mass extinctions in the marine fossil record. – *Science*, **215**: 1501-1503.
- Reed, S.J.B. (1996): Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. – Cambridge University Press: 1-199.
- Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Marin, L., Trejo-García, A., Soler-Arechalde, A. M. & Sharpton, V. L. (2000): UNAM Scientific Shallow Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater. – *International Geology Review*, **42** (10): 948-972.
- Remane, J., Bassett, M.G., Cowie, J.W., Gohrbandt, K.H., Lane, R., Michelsen, O. & Nairwen, W. (1996): Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy. – *Episodes*, **19**: 77-81.
- Remane, J., Keller, G., Hardenbol, J. & Ben Haj Ali, M. (1999): Report on the international workshop on Cretaceous-Paleogene transitions. – *Episodes*, **22** (19): 47-48.
- Rey, J. (1991): Geologische Altersbestimmung. – Enke: 1-195.
- Robin, E., Boclet, D., Bonte, P., Froget, L., Jéhanno, C. & Rocchia, R. (1991): The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks of El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (leg 122). – *Earth and Planetary Science Letters*, **107**: 715-721.
- Robin, E., Swinburn, N.H.M., Forget, L., Rocchia, R. & Gayraud, J. (1996): Characteristics and origin of the glass spherules from the Paleocene flood basalt province of western Greenland. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (5): 815-830.
- Robin, E. & Rocchia, R. (1998): Ni-rich spinel at the Cretaceous-Tertiary boundary of El Kef, Tunisia. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169** (3): 365-372.
- Rocchia, R., Robin, E., Froget, L. & Gayraud, J. (1996): Stratigraphic distribution of extraterrestrial markers at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico area. Implications for the temporal complexity of the event. – In: Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*. – Geological Society of America, Special Paper, **307**: 279-285.
- Rocchia, R. & Robin, E. (1998): L'iridium à la limite Crétacé-Tertiaire du site d'El Kef, Tunisia. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169** (4): 515-526.
- Rollinson, H.R. (1993): Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation. – Longman Scientific & Technical, Harlow: 1-352.

- Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S. (1996): The Cretaceous-Tertiary Event and other Catastrophes in Earth History. – Geological Society of America, Special Paper, **307**: 1-576.
- Sachs, P.M., Lechtenberg, F. & Hansteen, T.H. (1998): The Nature of the Earth's Lithospheric Mantle beneath Oceanic Islands: Constraints from Synchrotron X-ray Fluorescence (SYXRF) Analyses of Garnet-Orthopyroxene Xenoliths. – HASYLAB Annual Report.
- Salas, G.P. (1949): Geology and development of Pota Rica oil field, Veracruz, Mexico. – Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, **33** (8): 1385-1409.
- Salvador, A. & Green, A.R. (1980): Opening of the Caribbean Tethys (origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico). – Memoires du B.R.G.M., **115**: 224-229.
- Salvador, A. (1991): The Gulf of Mexico Basin, The Geology of North America. – The Geological Society of America, Volume J: 1-551.
- Salvador, A. (1991a): Triassic-Jurassic. – In: Salvador, A. (1991): The Gulf of Mexico Basin, The Geology of North America, Volume J: 131-180.
- Salvador, A. (1991b): Origin and development of the Gulf of Mexico basin. – In: Salvador, A. (1991): The Gulf of Mexico Basin, The Geology of North America, Volume J, The Geological Society of America: 389-444.
- Sawlowicz, Z. (1992): Iridium and other platinum-group elements as geochemical markers in sedimentary environments. – Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, **104**: 253-270.
- Sepkoski, J.J. (1990): The taxonomic structure of periodic extinction. – In: Sharpton, V.L. & Ward, P.D. (Editor): Global Catastrophes in Earth History. – Geological Society of America, Special Paper, **247**: 33-44.
- Sepkoski, J.J. (1992): A compendium of fossil marine animal families. – Milwaukee Public Museum Contributions to Biology and Geology, **83**: 1-156.
- Sepkoski, J.J. (1996): Patterns of Phanerozoic extinctions: a perspective from global data bases. – In: Walliser, O.H. (Editor): Global events and event stratigraphy. – Springer: 35-52.
- Schmidt, G., Palme, H. & Kratz, K.L. (1997): Highly siderophile elements (Re, Os, Ir, Ru, Rh, Pd, Au) in impact melts from three European impact craters (Saaksjarvi, Mien, and Dellen): Clues to the nature of the impacting bodies. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **61**: 2977-2987.
- Schmitz, B., Keller, G. & Stenvall, O. (1992): Stable isotopes and foraminiferal changes across the Cretaceous/Tertiary boundary at Stevns Klint, Denmark: Arguments for long-term oceanic instability before and after bolide impact. – Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, **96**: 233-260.
- Schröder, J.O., Murray, R.W., Leinen, M., Pflaum, R.C. & Janecek, T.R. (1997): Barium in equatorial Pacific carbonate sediment: Terrigenous, oxide, and biogenic associations. – Paleoenvironment, **12** (1): 125-146.
- Schulte, P. (1999): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen des Kreide/Tertiär (K/T)-Überganges im Gebiet zwischen La Sierrita und El Toro, Nuevo León, Mexiko. – Diplomarbeit, Universität Karlsruhe: 1-134.

- Schulte, P. (2003): The Cretaceous-Paleogene transition and Chicxulub impact ejecta in the northwestern Gulf of Mexico: Paleoenvironments, sequence stratigraphy setting an target lithologies. – Doktorarbeit, Universität Karlsruhe: 1-204.
- Schulte, P., Stinnesbeck, W., Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z., Keller, G. & Adatte, T. (2003): Fe-rich and K-rich mafic spherules from slumped and channelized Chicxulub ejecta deposits in the northern La Sierrita area, NE Mexico. – *International Journal of Earth Sciences*, **92** (1): 114-142.
- Schultz, P.H., Zárate, M., Hames, B., Koeberl, C., Bunch, T., Storzer, D., Renne, P. & Wittke, J. (2004): The Quaternary impact record from the Pampas, Argentina. – *Earth and Planetary Science Letters*, **219**: 221-238.
- Schuraytz, B.C., Sharpton, V.L. & Marin, L.E. (1994): Petrology of impact-melt rocks at the Chicxulub multiring basin, Yucatán, Mexico. – *Geology*, **22**: 868-872.
- Shanmugam, G. (1996): High density turbidity currents: Are they sandy debris flows ? – *Journal of Sedimentary Research*, **66** (1): 2-10.
- Sharpton, V.L., Schuraytz, B.C., Burke, K., Murali, A.V. & Ryder, G. (1990): Detritus in K/T boundary clays of western North America: Evidence against a single oceanic impact. – In: Sharpton, V.L. & Ward, P.D. (Editor): *Global catastrophes in Earth history: An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. – Geological Society of America, Special Paper, **247**: 349-357.
- Sharpton, V.L., Dalrymple, G.B., Marin, L.E., Ryder, G., Schuraytz, B.C. & Urrutia-Fucugauchi, J. (1992): New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous-Tertiary boundary. – *Science*, **259**: 819-821.
- Sharpton, V.L., Burke, K., Camargo-Zanoguera, A., Hall, S.A., Lee, S., Marín, L.E., Suárez-Reynoso, G., Quezada-Muñeton, J.M., Spudis, P.D. & Urrutia-Fucugauchi, J. (1993): Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis. – *Science*, **261**: 1564-1567.
- Sharpton, V.L., Marin, L.E., Carney, J.L., Lee, S., Ryder, G., Schuraytz, B.C., Sikora, P. & Spudis, P.D. (1996): A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples. – Geological Society of America, Special Paper, **307**: 55-74.
- Sigurdsson, H., D'Hondt, S., Arthur, M.A., Bralower, T.J., Zachos, J.C., van Fossen, M. & Channell, J.E.T. (1991a): Glass from the Cretaceous/Tertiary boundary in Haiti. – *Nature*, **348**: 482-487.
- Sigurdsson, H., Bonte, P., Turpin, L., Chaussidon, M., Metrich, N., Steinberg, M., Pradel, P. & D'Hondt, S. (1991b): Geochemical constraints on source regions of Cretaceous/Tertiary impact glasses. – *Nature*, **353**: 839-842.
- Sigurdsson, H., D'Hondt, S. & Carey, S. (1992): The impact of the Cretaceous/Tertiary bolide on evaporite terrane and generation of major sulfuric acid aerosol. – *Earth and Planetary Science Letters*, **109**: 543-559.
- Simonson, B.M. & Glass, B.P. (2004): Spherule Layers - Records of Ancient Impacts. – *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, **32**: 329-361.
- Skelton, P.W. (Editor) (2003): *The Cretaceous World*. – Cambridge University Press: 1-360.

- Smit, J. & Klaver, G.T. (1981): Sanidine spherules at the Cretaceous/Tertiary boundary indicate a large impact event. – *Nature*, **292**: 47-49.
- Smit, J., Alvarez, W., Montanari, A., Swinburne, N., Van Kempen, T.M., Klaver, G.T. & Lustenhouwer, W.J. (1992a): "Tektites" and mikrokrystites at the Cretaceous-Tertiary boundary: Two strewn fields, one crater ? – *Lunar and Planetary Science*, **22**: 87-100.
- Smit, J., Montanari, A., Swinburne, N.H.M., Alvarez, W., Hildebrand, A.R., Margolis, S.V., Claeys, P., Lowrie, W. & Asaro, F. (1992b): Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico. – *Geology*, **20**: 99-103.
- Smit, J., Montanari, A. & Alvarez, W. (1994): Tsunami-generated beds at the K/T boundary in northeastern Mexico. – In: Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T., López-Oliva, J.G. & MacLeod, N. (1994): Field guide to Cretaceous-Tertiary boundary sections in northeastern Mexico. – *Lunar and Planetary Institute Contribution*, **827**: 1-110.
- Smit, J., Roep, T.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, P., Grajales-Nishimura, J.M. & Bermudez, J. (1996): Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact ? – In: Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*. – Geological Society of America, Special Paper, **307**: 151-182.
- Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. – *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, **27**: 75-113.
- Smith, J.V. & Rivers, M.L. (1995): Synchrotron X-ray Microanalysis. – In: Potts, P.J., Bowles, J.F.W., Reed, S.J.B. & Cave, M.R. (Editor): *Microprobe Techniques in the Earth Sciences*. – Chapman & Hall: 163-233.
- Sohl, N.F., Martínez, R.E., Salmerón-Ureña, P. & Soto-Jaramillo, F. (1991): Upper Cretaceous. – In: Salvador, A. (1991): *The Gulf of Mexico Basin, The Geology of North America*. – The Geological Society of America, Volume J: 205-244.
- Somogyi, A., Drakopoulos, M., Vincze, L., Vekemans, B., Camerani, C., Janssens, K., Snigirev, A. & Adams, F. (2001): ID18F: a new micro-x-ray fluorescence end-station at the European Synchrotron Radiation Facility (ESRF): preliminary results. – *X-ray Spectrometry*, **30**: 242-252.
- Soria, A.R., Liesa, C.L., Mata, M.P., Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I. & Meléndez, A. (2001): Slumping and a sandbar deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in the El Tecolote section (northeastern Mexico): An impact-induced sediment gravity flow. – *Geology*, **29**: 231-234.
- Speed, C.D. & Kroon, D. (2000): Inorganic geochemistry and mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary section Hole 1049C. – In: Kroon, D., Norris, R.D. & Klaus, A. (Editor): *Ocean Drilling Program, Scientific Results, 171B*. – Ocean Drilling Program, College Station: 1-26.
- Spray, J.G. (2002): Impacts in the round. – *Nature*, **418**: 487-488.
- Stähle, V. (1972): Impact glass from the suevite of the nördlinger Ries. – *Earth and Planetary Science Letters*, **17**: 275-293.

- Stelzner, T. & Heide, K. (1996): The study of weathering products of meteorites by means of evolved gas analysis. – *Meteoritics*, **31** (2): 249-254.
- Stewart, S.A. & Allen, P.J. (2002): A 20-km-diameter multi-ringed impact structure in the North Sea. – *Nature*, **418** (6897): 520-523.
- Stinnesbeck, W., Barbarin, J.M. Keller, G. Lopéz-Oliva, J.G., Pivnik, D.A., Lyons, J.B., Officer, C.B., Adatte, T., Graup, G., Rocchia, R. & Robin, E. (1993): Deposition of channel deposits near the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico: Catastrophic or 'normal' sedimentary deposits ? – *Geology*, **21**: 797-800.
- Stinnesbeck, W. & Keller, G. (1996a): Environmental changes across the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Brazil. – In: MacLeod, N. & Keller, G. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary Mass Extinction: Biotic and Environmental Effects*. – Norton Press, New York: 451-470.
- Stinnesbeck, W. & Keller, G. (1996b): K/T boundary clastic deposits in NE Mexico and NE Brazil: Evidence for megatsunamis or sea-level changes ?. – *Geological Society of America, Special Paper*, **307**: 197-210.
- Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T., Lopez-Oliva, J. G. & MacLeod, N. (1996): Cretaceous-Tertiary boundary clastic deposits in NE Mexico: Impact Tsunami or sea-level lowstand ? – In: MacLeod, N. & Keller, G. (Editor): *The Cretaceous-Tertiary Mass Extinction: Biotic and Environmental Effects*. – Norton Press, New York: 471-518.
- Stinnesbeck, W., Keller, G. Adatte, T., Stueben, D., Kramar, U., Berner, Z., Desreumeaux, C. & Moliere, E. (2000): Beloc, Haiti, revisited: multiple events across the Cretaceous-Tertiary transition in the Caribbean ? – *Terra Nova*, **11**: 303-310.
- Stinnesbeck, W., Schulte, P., Lindenmaier, F., Adatte, T., Affolter, M., Schilli, L., Keller, G., Stüben, D., Berner, Z., Kramer, U., Burns, S. & Lopez-Oliva, J.G. (2001): Late Maastrichtian age of spherule deposits in northeastern Mexico: implications for Chicxulub scenario. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **38**: 229-238.
- Stinnesbeck, W., Keller, G., Schulte, P., Stüben, D., Berner, Z., Kramar, U. & Lopez-Oliva, J.G. (2002): The Cretaceous-Tertiary (K/T) Boundary transition at Coxquihui, state of Veracruz, Mexico: evidence for an early Danian impact event ? – *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 497-509.
- Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T., Harting, M., Stüben, D., Istrate, G. & Kramar, U. (2004): Yaxcopoil-I and the Chicxulub impact. – *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 6: 1042-1065.
- Stott, L.D. & Kennet, J.P. (1989): New constrains on early Tertiary paleoproductivity from carbon isotopes in foraminifera. – *Nature*, **342**: 526-529.
- Stöffler, D. (1971): Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. – *Journal of Geophysical Research*, **76** (23): 5541-5551.
- Stöffler, D. & Grieve, R.A.F. (1994): Classification and nomenclature of impact metamorphic rocks: A proposal to the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. – *Lunar and Planetary Science XXV*, The Lunar and Planetary Science Institute, Houston, Texas: 1347-1348.
- Stöffler, D. & Grieve, R.A.F. (2003): Impactites - IUGS Classification and Nomenclature of Impact Metamorphic rocks: towards a final proposal. – In Vorbereitung.

- Sturkell, E., Ormö, J., Kolvak, J. & Wallin, A. (2000): Distant ejecta from the Lockne marine-target impact crater, Sweden. – *Meteoritics and Planetary Science*, **35** (5): 929-936.
- Stüben, D., Kramer, U., Berner, Z., Eckhardt, J.D., Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T. & Heide, K. (2002): Two anomalies of platinum group elements above the Cretaceous-Tertiary boundary at Beloc, Haiti: Geochemical context and consequences for the impact scenario. – *Geological Society of America, Special Volume*, **356**, 163-188.
- Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z., Meudt, M., Keller, G., Abramovich, S., Adatte, T., Hambach, U. & Stinnesbeck, W. (2003): Late Maastrichtian paleoclimatic and paleoceanographic changes inferred from Sr/Ca ratio and stable isotopes. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **3174**: 1-21.
- Stüben, D., Kramar, U., Harting, M., Stinnesbeck, W. & Keller G. (2004): High resolution geochemical record in Mexico during the Cretaceous-Tertiary transition. – In Druck.
- Sutherland, F.L. (1994): Volcanism around K/T boundary time - its role in an impact scenario for the K/T extinction events. – *Earth Science Reviews*, **36**: 1-26.
- Sweet, A.R., Braman, D.R. & Lerbekmo, J.F. (1999): Sequential palynological changes across the composite Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary claystone and contiguous strata, western Canada and Montana, USA. – *Canadian Journal of Earth Science*, **36** (5): 743-768.
- Sweet, A.R. (2001): Plants, a yardstick for measuring the environmental consequences of the Cretaceous/Tertiary boundary event. – *Geoscience Canada*, **28** (3): 127-138.
- Swisher, C.C., Grajales-Nishimura, J.M., Montanari, A., Margolis, S.V., Claeys, P., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardo, E., Maurasse, F.J., Curtis, G.H., Smit, J. & McWilliams, M.O. (1992): Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. – *Science*, **257**: 954-958.
- Tatum, J. (1931): General geology of northeast Mexico. – *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **15**: 867-893.
- Thein, J.E. (1987): A tektite layer in upper Eocene sediments of the New Jersey continental slope (Site 612, Leg 95). – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **95**: 565-579.
- Toon, O.B., Zahnle, K., Morrison, D., Turco, R.P. & Covey, C. (1997): Environmental perturbations caused by the impacts of asteroids and comets. – *Reviews of Geophysics*, **35**: 41-78.
- Trager, E.A. (1926): The geologic history of the Panuco River valley and its relation to the origin and accumulation of oil in Mexico. – *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **10** (2): 667-696.
- Trieloff, M. & Jessberger, E.K. (1992): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the large impact structures Kara and Manicougan and their relative relevance to the Cretaceous-Tertiary and the Triassic-Jurassic boundary. – *Meteoritics and Planetary Science*, **27**: 299-300.
- Trieloff, M., Deutsch, A. & Jessberger, E.K. (1998): The age of the Kara impact structure, Russia. – *Meteoritics and Planetary Science*, **33**: 361-372.
- Tsikalas, F., Gudlaugsson, S.T. & Faleide, J.I. (1998): Collapse, infilling, and postimpact deformation at the Mjolnir impact structure, Barents Sea. – *Geological Society of America Bulletin*, **110** (5): 537-552.

- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (1992): Carbonate sedimentology. – Scientific Publications: 1-482.
- Underhill, J.R. (2004): An alternative origin for the Silverpit crater. – *Nature*, **428**: 1-2.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1981a): Remanent magnetism of some modern bricks and a brick kiln-implications for archaeomagnetic work. – *Geofisica Internacional*, **20** (4): 319-331.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1981b): Palaeomagnetism and tectonics of Middle America and adjacent regions. – *Geofisica Internacional*, **20** (3): 139-142.
- Van Flandern, T. (2003): 13th impact crater associated with K/T boundary. – Geological Society of London Discussion Page, "The Great Chicxulub Debate", Online.
- Verma, H.U., Upadhyay, C., Tripathi, A., Tripathi, R.P. & Bhandari, N. (2002): Thermal decomposition pattern and particle size estimations of iron minerals associated with the Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio. – *Meteoritics and Planetary Science*, **37** (7): 901-909.
- Vonhof, H.B., Wijbrans, J. & Smit, J. (1995): The Popigai impact crater: ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating and its expressions in the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record of the Massignano section: In: Montanari, A. & Coccioni, R. (Editor): The role of Impacts on the Evolution of Planet Earth. – Abstracts and Field Trip, European Science Foundation, Ancona: 163-164.
- Vonhof, H.B. & Smit, J. (1999): Late Eocene microkrystites and microtektites at Maud Rise (Ocean Drilling Project Hole 689B; Southern Ocean) suggest a global extension of the approximately 35.5 Ma Pacific impact ejecta strewn field. – *Meteoritics and Planetary Science*, **34**: 747-755.
- Vishnevsky, S.A. (1996): Two groups of Popigai impact glasses; a result of initial water content in target rocks. – *Chemie der Erde*, **56** (4): 493-497.
- Walker, R.G. (1965): The Origin and Significance of the Internal Sedimentary Structures of Turbidites. – *Geological Society*, **33**: 1-29.
- Walker, R.G. & James, N.P. (1992): Facies Models. – Geological Association of Canada, *Geotext* **1**: 1-454.
- Walton, E.K. (1967): The Sequence of Internal Structures in Turbidites. – *Scottish Journal of Geology*, **3**: 306-317.
- Ward, W.C., Stinnesbeck, W., Keller, G. & Adatte, T. (1995): Yucatán subsurface stratigraphy: implications and constraints for the Chicxulub impact. – *Geology*, **23**: 873-876.
- Wdowiak, T.J., Armendarez, L.P., Agresti, D.G., Wade, M.L., Wdowiak, Y.S., Claeys, P. & Izett, G.A. (2001): Presence of an iron-rich nanophase in the upper layer of the Cretaceous-Tertiary boundary clay. – *Meteoritics and Planetary Science*, **36** (1): 123-133.
- Weidie, A.E. & Murray, G.E. (1967): Geology of Parras Basin and adjacent areas of northeastern Mexico. – *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **51** (5): 678-695.
- Weidie, A.E. & Martinez, J.D. (1972): Evaporite diapirism and related problems in Sierra del Fraile, Mexico. – *Sciences de la Terre*, **7**: 161-172.

- Weidie, A.E. & Wolleben, J.A. (1972): Late Cretaceous Depositional Systems in North-eastern Mexico. – The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **56** (9): 1905.
- Weidie, A.E., Wolleben, J.A. & McBride, E.F. (1972): Late Cretaceous depositional systems in northeastern Mexico. – Transactions - Gulf Coast Association of Geological Societies, **22**: 323-328.
- White, M.P. (1928): Some index foraminifera of the Tampico embayment area of Mexico. – Journal of Paleontology, **2** (I/II): 177-215, 280-317.
- White, R.L. (1985): Synchrotron emission from chaotic stellar winds. – Astrophysical Journal, **289** (1): 698-708.
- Wondraczek, L., Gross, G.P., Heide, G., Kloess, G. & Frischat, G.H. (2003): Abbe numbers and refractive indices of tektites and volcanic glasses. – Journal of Non-Crystalline Solids, **323**: 127-130.
- Worm, H.U. & Banerjee, S.K. (1987): Rock magnetic signature of the Cretaceous-Tertiary boundary. – Geophysical Research Letters, **14** (11): 1083-1086.
- Zanda, B. & Rotaru, M. (2001): Meteorites – Their Impact on Science and History. – Cambridge University Press, 1-128.
- Zachos, J.C., Arthur, M.A. & Dean, W.E. (1989): Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary. – Nature, **337**: 61-64.
- Zachos, J.C., Berggren, W.A., Aubry, M.P. & Mackensen, A. (1992): Chemostratigraphy of the Cretaceous/Paleocene boundary at Site 750, southern Kerguelen Plateau. – In: Wise, S.W.Jr., Schlich, R. & other: Proceedings, ODP, Scientific Results, College Station, Texas, **120**: 961-997.
- Zhou, L.P. & Shackleton, N.J. (1999): Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. – Earth and Planetary Science Letters, **168**: 117-130.
- Zolensky, M. & Ivanov, A. (2003): The Kaidun Microbreccia Meteorite: A Harvest from the inner and outer Asteroid Belt. – Chemie der Erde, **63**: 185-246.

13. Anhang

Die verwendeten Haupt- und Spurenelement-, Röntgendiffraktometrie-, CWA/CSA- sowie Elektronenstrahlmikrosondendaten für die Proben (Bulk und Ejekta) der Profile Rancho Nuevo, Mesa Juan-Perez, El Peñon, El Mulatto, Rancho Canales, La Lajilla, El Mimbral und Beloc stehen unter der Internetadresse: <http://www.uvka.de> (Systemvoraussetzung: Ab Windows 98/Mac OS 2 oder höher, vorausgesetzt Adobe Acrobat 6.0 oder höher) zum kostenlosen Download zur Verfügung.

Alternativ kann der Anhang zur vorliegenden Arbeit als Band 27 (Teil II) direkt beim Universitätsverlag Karlsruhe c/o Universitätsbibliothek Karlsruhe, Straße am Forum 2, 76131 Karlsruhe bezogen werden.

In der Reihe "Karlsruher Geochemische Hefte" (ISSN 0943-8599) sind bisher erschienen:

Band 1: U. Kramar (1993)

Methoden zur Interpretation von Daten der geochemischen Bachsedimentprospektion am Beispiel der Sierra de San Carlos/Tamaulipas Mexiko

Band 2: Z. Berner (1993)

S-Isotopengeochemie in der KTB - Vorbohrung und Beziehungen zu den Spurenelementmustern der Pyrite

Band 3: J.-D. Eckhardt (1993)

Geochemische Untersuchungen an jungen Sedimenten von der Galapagos-Mikroplatte:

Hydrothermale und stratigraphisch signifikante Signale

Band 4: B. Bergfeldt (1994)

Lösungs- und Austauschprozesse in der ungesättigten Bodenwasserzone und Auswirkungen auf das Grundwasser

Band 5: M. Hodel (1994)

Untersuchungen zur Festlegung und Mobilisierung der Elemente As, Cd, Ni und Pb an ausgewählten Festphasen unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses von Huminstoffen.

Band 6: T. Bergfeldt (1995)

Untersuchungen der Arsen- und Schwermetallmobilität in Bergbauhalden und kontaminierten Böden im Gebiet des Mittleren Schwarzwaldes.

Band 7: M. Manz (1995)

Umweltbelastungen durch Arsen und Schwermetalle in Böden, Halden, Pflanzen und Schlacken ehemaliger Bergbaugebiete des Mittleren und Südlichen Schwarzwaldes.

Band 8: J. Ritter (1995)

Genese der Mineralisation Herrmanngang im Albtalgranit (SE-Schwarzwald) und Wechselwirkungen mit dem Nebengestein.

Band 9: J. Castro (1995)

Umweltauswirkungen des Bergbaus im semiariden Gebiet von Santa Maria de la Paz, Mexiko.

Band 10: T. Rüde (1996)

Beiträge zur Geochemie des Arsens.

Band 11: J. Schäfer (1998)

Einträge und Kontaminationspfade Kfz-emittierter Platin-Gruppen-Elemente (PGE) in verschiedenen Umweltkompartimenten.

Band 12: M. A. Leosson (1999)

A Contribution to the Sulphur Isotope Geochemistry of the Upper Continental Crust: The KTB Main Hole - A Case Study

Band 13: B. A. Kappes (2000)

Mobilisierbarkeit von Schwermetallen und Arsen durch saure Grubenabwässer in Bergbaualtlasten der Ag-Pb-Zn-Lagerstätte in Wiesloch

Band 14: H. Philipp (2000)

The behaviour of platinum-group elements in petrogenetic processes: A case study from the seaward-dipping reflector sequence (SDRS), Southeast Greenland volcanic rifted margin

Band 15: E. Walpersdorf (2000)

Nähr- und Spurenelementdynamik im Sediment/Wasser-Kontaktbereich nach einer Seekreideaufspülung - Pilotstudie Arendsee -

Band 16: R. H. Kölbl (2000)

Models of hydrothermal plumes by submarine diffuse venting in a coastal area: A case study for Milos, South Aegean Volcanic Arc, Greece

Band 17: U. Heiser (2000)

Calcium-rich Rhodochrosite layers in Sediments of the Gotland Deep, Baltic Sea, as Indicators for Seawater Inflow

In der Fortsetzungsreihe "Karlsruher Mineralogische und Geochemische Hefte" (ISSN 1618-2677) sind weiter erschienen:

Band 18: S. Norra (2001)

Umweltgeochemische Signale urbaner Systeme am Beispiel von Böden, Pflanzen, und Stäuben in Karlsruhe

Band 19: M. von Wagner, Alexander Salichow, Doris Stüben (2001)

Geochemische Reinigung kleiner Fließgewässer mit Mangankiesen, einem Abfallsprodukt aus Wasserwerken (GReiFMan)

Band 20: U. Berg (2002)

Die Kalzitapplikation als Restaurierungsmaßnahme für eutrophe Seen – ihre Optimierung und Bewertung

Band 21: Ch. Menzel (2002)

Bestimmung und Verteilung aquatischer PGE-Spezies in urbanen Systemen

Band 22: P. Graf (2002)

Meta-Kaolinit als latent-hydraulische Komponente in Kalkmörtel

Band 23: D. Buqezi-Ahmeti (2003)

Die Fluidgehalte der Mantel-Xenolithe des Alkaligesteins-Komplexes der Persani-Berge, Ostkarpaten, Rumänien: Untersuchungen an Fluid-Einschlüssen

Band 24: B. Scheibner (2003)

Das geochemische Verhalten der Platingruppenelemente bei der Entstehung und Differenzierung der Magmen der Kerguelen-Flutbasaltprovinz (Indischer Ozean)

Ab Band 25 erscheinen die Karlsruher Mineralogische und Geochemische Hefte im Karlsruher Universitätsverlag online unter der Internetadresse

<http://www.uvka.de>

Auf Wunsch sind beim Karlsruher Universitätsverlag gedruckte Exemplare erhältlich („print on demand“).

Band 25: A. Stögbauer (2004)

Schwefelisotopenuntersuchungen in abwasserbelasteten Sedimenten Biogeochemische Umsetzungen und deren Auswirkung auf den Schwermetallhaushalt

Band 26. X. Xie (2004)

Assessment of an ultramicroelectrode array (UMEA) sensor for the determination of trace concentrations of heavy metals in water

Band 27: M. Harting (2004)

Zum Kreide/Tertiär-Übergang in NE-Mexiko: Geochemische Charakterisierung der Chicxulub-Impaktejekta

Band 28: M. Meudt (2004)

Geochemie der Foraminiferenschalen: Relevanz für die Rekonstruktion von Paläo-umweltbedingungen

