

Paläohydrogeologische und Paläohydrologische Bedingungen in der Makgadikgadi Pfanne und dem Okavango Graben, Botswana

Bericht basierend auf einer Diplomarbeit

Jessica Meier

Hannover, März 2008

Prüfer:

PD Dr. Thomas Himmelsbach

Prof. Dr. Jürgen Böttcher

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit mit dem Thema „Paläohydrogeologische und Paläohydrologische Bedingungen in der Makgadikgadi Pfanne und dem Okavango Graben, Botswana“ selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt sowie wörtliche und sinngemäße Zitate als solche gekennzeichnet habe.

Diese Arbeit hat in dieser oder einer ähnlichen Form noch nicht im Rahmen einer anderen Prüfung vorgelegen.

Hannover, 29.02.2008

Zusammenfassung

Im südlichen Afrika kommt den überregionalen Senken als Reste großer ehemaliger Süßwasserseen, die durch die Entwässerung von, zum Teil auch nur intermittierenden, Flüssen gespeist wurden, eine große Bedeutung als potentielle Grundwasserspeicher und Neubildungsgebiete zu. Aus diesem Grund können diese Senken bzw. deren Grundwasserreservoir von großer Bedeutung für die Trinkwassergewinnung sein. Zum Verständnis heutiger, oft tief liegender Grundwasservorkommen ist daher auch die jüngere paläohydrogeologische und paläohydrologische Vergangenheit dieser Seen zu untersuchen, die sowohl klimatische wie auch regionale tektonische Faktoren beinhalten kann. Weiterhin sollten die geologischen Strukturen erkundet werden.

Das Okavango Delta und die Makgadikgadi Pfanne in Botswana waren im späten Pleistozän mit Seen auf 945 m, 936 m, 920 m und 912 m NN bedeckt. Auswertungen von Bohrprofilen bei Letlhakane hinsichtlich „Calcrete“ – Vorkommen und deren Teufe zeigen, dass der Grundwasserspiegel früher wesentlich höher lag als heute.

Auf der Grundlage von Literaturdaten wurden die verschiedenen Seestadien in ein GIS überführt. Die Strandwälle sind auf Satellitenaufnahmen (Landsat TM 5) sehr gut erkennbar und lassen sich mit den aus der Literatur bekannten Daten gut korrelieren. Eine Falschfarbenauswertung der Satellitenbilder hinsichtlich vorhandener Bodentypen zeigte sehr gute Abgrenzungen zwischen den Salzböden der in der Makgadikgadi Pfanne gelegenen Sua und Nwetwe Pfanne und den randlichen Strandwällen.

Die zeitliche Einordnung der Seestadien wurde über die ^{14}C - und Lumineszenz - Datierung von Calcretes (Literaturangaben) vorgenommen.

Die Bildung der Seen hat sowohl klimatische wie auch tektonische Ursachen. Tektonische Aktivitäten im späten Pleistozän führten zur Bildung einer Senke, die heute als Makgadikgadi Pfanne bekannt ist. Diese Depression wurde durch die Zuflüsse des Okavangos und Zambezi mit Wasser gespeist und es entwickelte sich ein Seestand auf 945 m NN. Die absoluten Datierungen zeigen, dass dieses Stadium zwischen 40.000 und 35.000 BP vorgeherrscht hat. Vor etwa 35.000 BP wurde die Verbindung zum Zambezi und damit größten Wasserlieferanten unterbrochen. Weitere tektonische Verstellungen entlang NE - SW gerichteter Störungen führten ab 30.000 BP dazu, dass es zur Absenkung des heutigen Okavango Deltas kam. Dadurch bildete sich einerseits der Thamalakane See auf 936 m NN, der später in das heute bekannte deltatische System übergang, und andererseits ein weiterer See in der Makgadikgadi Pfanne, dessen Niveau zwischen 920 m und 912 m NN schwankte. Beide Seen wurden vom Okavango gespeist und waren durch einen Überlauf über den Boteti verbunden. Im Holozän kam es zur schrittweisen Austrocknung der Seen.

Die Korrelation der Seestadien mit dem lokalen Paläoklima des südlichen Afrikas war zum Teil, oft jedoch nicht eindeutig, möglich. An der Seebildung müssen neben tektonischen Einflüssen vor allem überregionale klimatische Faktoren beteiligt gewesen sein. Das benötigte Wasser für die Bildung des Sees wurde über die aus den Hochländern Angolas gespeisten Flüsse (Okavango, Zambezi, Chobe) antransportiert.

Die Ergebnisse zeigen, dass den früheren Seen ein sehr großes Einzugsgebiet von Oberflächenwasser zu Grunde lag. Da die Grundwasserstände früher um bis zu 100 m über den Heutigen lagen, war im Weiteren zu klären, welchen Einfluss diese Seen auf die Grundwasserneubildung hatten. Über die lithologische Auswertung von Bohrdaten konnte gezeigt werden, dass der See in das Grundwasser infiltrierte, aber auch als hydraulische Vorflut gesehen werden kann.

Bei Betrachtung der unterlagernden Lithologie konnte festgestellt werden, dass der See zu einem großen Teil auf dem heutigen Hauptaquifer, dem Ntane Sandstein, lag und die Infiltration vermutlich in diesen statt gefunden hat. Über die verbreiteten Bodentypen konnten zudem Bereiche ausgemacht werden, in denen die Infiltration begünstigt war. Die Bodentypen haben auch besonders für die heutige Infiltration eine große Bedeutung. Weiterhin ergab sich, dass mit dem Austrocknen des Sees in der Makgadikgadi Pfanne auch das Absinken der Grundwasserstände zusammenhängt.

Abstract

In Southern Africa large intra-continental depressions form nowadays the base level of huge hydrological catchments which are dewatered by mostly ephemeral streams and few persistent rivers. Being former basins of large freshwater lakes and representing therefore ancient recharge areas, these large depressions are receiving an increasing interest as they may have the potential to contain groundwater resources that could be used as drinking water for an increasing population. To understand the recent, and sometimes surprising, discoveries of deep lying, fresh groundwater resources it is therefore necessary to investigate beside of geological structures also the palaeo-hydrogeological conditions and the palaeo-hydrology of these lakes. This needs to be addressed not only under the perspective of climatic change but also considering regional tectonic events.

In the late Pleistocene the Okavango Delta and the Makgadikgadi Pan in Botswana were covered by lakes reaching levels of 945 m, 936 m, 920 m and 912 m asl which corresponds to water depths of locally more than 60 m. Accordingly, the analysis of lithological borehole logs in the vicinity of the lakes revealed the occurrence of calcretes, indicating that former groundwater levels must have been much higher than in the present. In a first approach all lake levels cited in the literature were compared with results obtained by a digital elevation model (DEM) and transferred into a GIS. During a second step the different lake levels in combination with their barrier beaches and large sand dunes were localised on satellite images (Landsat TM 5). They are clearly visible and correlate quite well with literature data. At few locations a false colour analysis of the satellite images revealed consistent boundaries between lake sediments and the barrier beaches on their fringes. The different soil types can be clearly identified on these satellite images and show sharp boundaries between salt soils in the Nwetwe und Sua Pan, which lies in the Makgadikgadi Pan, and sediments outside the pan. Finally, all ^{14}C - and Luminescens - dating of calcretes cited in the literature were compiled and transferred into a GIS.

Already during the early Pleistocene, tectonic movements formed a depression which lead to the nowadays Makgadikgadi Pan. The palaeo-hydrology was controlled by the Okavango and Zambezi river and the high level stage on 945 m asl developed between 40.000 and 35.000 BP, before the connection with the prominent Zambezi water course was disrupted. Tectonic displacements along NE – SW trending faults lead to a downwarping of the Okavango Delta and split the lake into two basins. One of these lakes was Lake Thamalakane on 936 m asl, which later developed slowly into the present deltaic system. The other remnant lake was located in today's Makgadikgadi Pan and oscillated between 920 m and 912 m asl. Both lakes were fed by the Okavango and were connected by the Boteti River overflow. During the Holocene both lakes dried up gradually. Since a direct

correlation of the lake levels with South African palaeo-climate records is difficult, the influence of over-regional tectonic movements for the history of the lakes becomes more and more evident. The ancient lakes had obviously a vast catchment which was gradually cut off with time. As the groundwater levels in the past were up to 100 m above the present levels the influence of the ancient lakes on the groundwater recharge was important.

The lithological analysis of Borehole data has shown that the lake water has infiltrated into the groundwater, but also was a hydraulic recipient. The lake was to a big part on the today's main aquifer, the Ntane Sandstone, and the infiltration has presumably taken place about this sandstone. The soil types could be used to detect areas of preferred infiltration. Furthermore the decline of the groundwater levels was connected with the desiccation of the lake in the Makgadikgadi Pan.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn PD Dr. Thomas Himmelsbach von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Herrn Prof. Dr. Jürgen Böttcher von der Leibniz Universität Hannover für die Betreuung meiner Diplomarbeit.

Weiterhin möchte ich mich bei allen Mitarbeitern des Referates B1.17 der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe herzlich für die freundliche Aufnahme in ihr Team und die tatkräftige Unterstützung in allen Fragen zu Software und Formalien, die während der Erstellung meiner Diplomarbeit aufgekomen sind, sowie für die geduldige Hilfe bei der Anfertigung von Abbildungen bedanken.

Zudem möchte ich mich bei Frau Dr. Susanne Stadler (GGA - Institut) für die Hilfe bei dem Einstieg in das Thema bedanken.

Für die zur Auswertung notwendigen Vorbereitung der Satellitenbilder mit ERDAS® Imagine und die Einweisung in deren Auswertung möchte ich Herrn Dr. Uwe Schäffer (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) danken.

Bei Herrn Dr. Markus Toloczyki (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) möchte ich mich für die stetige Hilfe im Umgang mit ESRI® ArcGIS bedanken.

Herrn Dr. Horst Michael Vogel (GTZ) gilt mein Dank für die Vermittlung des Kontakts zu der Firma *FFM Botswana (PTY) LTD.*, durch den mir zahlreiche digitale Daten zur Verfügung gestellt werden konnten.

Zuletzt möchte ich meiner Familie für jegliche Unterstützung während meines ganzen Studiums danken.

Inhaltsverzeichnis

Erklärung	I
Zusammenfassung	II
Abstract	IV
Danksagung	VI
Inhaltsverzeichnis	VII
Abbildungsverzeichnis	IX
Tabellenverzeichnis	XII
Abkürzungsverzeichnis	XIII
1. Einleitung	1
1.1 Hintergrund	1
1.2 Ziele der Arbeit.....	1
2. Untersuchungsgebiet	3
2.1 Lage.....	3
2.2 Geographischer Überblick.....	4
2.2.1 Vegetation.....	4
2.2.2 Landnutzung	5
2.2.3 Klima.....	6
2.3 Paläoklima	8
2.3.1 Südliches Afrika allgemein	8
2.3.2 Paläoklima in der Kalahari.....	9
2.4 Geologie	12
2.4.1 Präkambrische Gesteine.....	13
2.4.2 „Karoo Supergroup“	13
2.4.2.1 „Dwyka Group“	13
2.4.2.2 „Ecca Group“.....	13
2.4.2.3 „Beaufort Group“.....	14
2.4.2.4 „Lebung Group“.....	14
2.4.2.5 „Stormberg Group“	14
2.4.3 „Dolerite Dykes“	14
2.4.4 „Kalahari Beds“	15
2.4.5 Strukturgeologie/Tektonik.....	17
2.5 Hydrogeologie.....	18
2.5.1 Hydrostratigraphische Einheiten.....	18
2.5.2 Grundwasserspiegel/Grundwasserfließrichtung	19
2.5.3 Grundwasserneubildung	21
2.6 Bodenkundlicher Überblick.....	22
2.6.1 Infiltrationsvermögen der Böden.....	22
2.6.1.1 Arenosol.....	23
2.6.1.2 Luvisol.....	23
2.6.1.3 Calcisol	23
2.6.1.4 Leptosol	24
2.6.1.5 Solonchak	24
3. Datengrundlage und Arbeitsmethoden	25
3.1 Erarbeitung und Einsatz digitaler Daten in ESRI® ArcGIS	25
3.1.1 Einteilung der lithologischen Einheiten im GIS	25
3.1.2 Einteilung der Bodentypen im GIS	26
3.1.3 Erarbeitung der Seestadien im GIS (Methodik)	26
3.1.4 Externe Daten	27
3.2 Satellitenbilddauswertung Landsat TM 5 (Methodik)	27
3.3 Koordinatensysteme	30
4. Seestadien	33
4.1 Allgemeines	33
4.1.1 Heutige und frühere Sedimentationssysteme	33

4.1.2	Aufbau von Strandwällen und deren Entstehung.....	35
4.2	Literaturstudie zur Ausbreitung des Sees.....	36
4.3	Erarbeitung der Seestadien in ESRI® ArcGIS auf der Grundlage der Literaturdaten (Ergebnisse).....	37
5.	Satellitenbildauswertung	40
5.1	Identifizierung von Strandwällen und den dazugehörigen Seestadien.....	40
5.2	Auswertung hinsichtlich Bodentypen bzw. Oberflächenbeschaffenheiten.....	42
6.	„Calcretes“	46
6.1	Allgemeines	46
6.2	Geomorphologische und Paläoklimatische Bedeutung.....	46
6.3	Modelle der „Calcrete“- und „Silcrete“ Bildung.....	47
6.3.1	Nicht – pedogene („non – pedogenic“) „Calcretes“.....	48
6.3.2	Pedogene „Calcretes“	49
6.3.3	„Silcrete“ – Bildung.....	49
6.4	Datierung	49
6.5	„Calcretes“ in der Kalahari bzw. im Untersuchungsgebiet	50
6.5.1	Zeitliche Einordnung der Seestadien über die Datierung von „Calcretes“.....	51
6.6	Bohrungen um Letlhakane und Orapa.....	56
6.6.1	Beschreibung der Bohrungen.....	56
6.6.2	Gradienten.....	59
6.6.3	Aussage der „Calcretes“ bezüglich Einfluss des Sees auf das Grundwasser ..	59
6.6.4	Früherer Grundwasserflurabstand im Vergleich zum Heutigen	60
7.	Kompilierung der mit unterschiedlichen Methoden erzielten Einzelergebnisse....	64
7.1	Korrelation der Literaturdaten mit den Strandwällen der Satellitenbildauswertung.....	64
7.2	Korrelation der Seestadien mit den „Calcretes“	65
7.3	Korrelation der Seestadien mit dem Paläoklima.....	67
7.4	Korrelation der Seestadien und Strandwälle mit den Bodentypen	70
8.	Hydrogeologisches Gesamtmodell	72
8.1	Entwicklung der Entwässerung aufgrund der Tektonik	72
8.2	Anlieferung des Oberflächenwassers und klimatische Bedingungen.....	80
8.3	Einfluss der Seestadien auf die Grundwasserneubildung.....	82
8.4	Einfluss der Böden auf die Grundwasserneubildung	86
9.	Zusammenfassung.....	88
10.	Ausblick	92
11.	Literaturangaben	94
12.	Anhang.....	98
Anhang 1:	Geologische und Bodenkundliche Übersichtskarten.....	99
Anhang 2:	Satellitenbilder (Landsat TM 5) und digitales Geländemodell (DGM).....	101
Anhang 3:	Gradientenberechnung.....	104
Anhang 4:	Bohrprofile.....	106
Anhang 5:	Vergleich der z – Koordinaten der Bohrungen mit SRTM – Daten	113
Anhang 6:	Früherer und heutiger Grundwasserflurabstand	114

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2-1: Lage des Untersuchungsgebietes. Verändert nach: Baillieul (1979) und Thomas&Shaw (1991).....	4
Abbildung 2-2: Vegetationskarte des Untersuchungsgebietes. Verändert nach: Thomas&Shaw (1991).....	5
Abbildung 2-3: (A) Niederschlagsverteilung im südlichen Afrika. (B) zeigt den durchschnittlichen Niederschlag in Maun und (C) in Serowe und Orapa. (D) zeigt die Evapotranspiration in Mahalapye, südlich von Serowe. Verändert nach: Stadler (2006) und Thomas&Shaw (1991).....	7
Abbildung 2-4: Temperaturentwicklung der letzten 40.000 Jahre im südlichen Afrika. Vergleich der Deuterium Isotopenverhältnisse des Vostock Eiskerns (Antarktis) mit einem auf Pollenanalysen beruhendem Temperatur Index (A) für Boomplaas nahe Cango Cave (Südafrika) und (B) für Wonderkrater, Bushveld (Südafrika). Verändert nach: Tyson&Preston-Whyte (2000).....	8
Abbildung 2-5: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (s. auch Anhang 1, Abbildung 12-1). Digitalisiert nach: Machacha&Mortimer (1984).	17
Abbildung 2-6: Störungen im Untersuchungsgebiet. Verändert nach: Nugent (1990).	18
Abbildung 2-7: Beeinflussung des Grundwassers durch (A) „Dolerite Dykes“, (B) Störungszonen, auf die tektonische Extension wirkt und (C) Störungszonen, auf die tektonische Kompression wirkt.	20
Abbildung 2-8: Bodenkundliche Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (siehe auch Anhang 1, Abbildung 12-2). Digitalisiert nach: de Wit&Kgatlwane (1990).	23
Abbildung 2-9: Wasserspannungskurve eines Sandbodens (S), eines Lehmbodens (L) und eines Tonbodens (T). FK entspricht der Feldkapazität und WP dem permanenten Welkepunkt. Aus: Schroeder&Blum (1992).....	24
Abbildung 3-1: Digitales Geländemodell (DGM) mit den berechneten Höhenlinien der Seestadien im Untersuchungsgebiet (basierend auf SRTM – Daten, Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) (s. auch Anhang 2, Abbildung 12-5).....	27
Abbildung 3-2: Elektromagnetisches Spektrum. Verändert nach: Gupta (2003).	29
Abbildung 4-1: Sedimentationseintrag in einen alluvialen Fächer.(A) Querschnitt durch den Fächer, (B) Oberfläche des Fächers und (C) Längsschnitt durch den Fächer. Aus: Prothero&Schwab (2004).	34
Abbildung 4-2: Aufbau eines Sedimentationssystems mit alluvialem Fächer und anschließender Salztonebene mit einem Endsee. Aus: Schäfer (2005).....	35
Abbildung 4-3: (A) Entstehung eines Strandwalls (Querschnitt), (B) vereinfachter Querschnitt und (C) Aufsicht auf einen Strandwall. Verändert nach: Baumhauer (2006) und Leser (2003).....	36
Abbildung 4-4: Ausbreitung der Seestadien. (A) 945 m Stadium, (B) 936 m Stadium mit Überfluss über den Boteti in die Makgadikgadi Pfanne und 920 m Stadium, (C) 920 m Stadium, (D) 912 m Stadium, (E) heutiger Restsee und (F) Darstellung aller Seestadien.....	39
Abbildung 5-1: Darstellung der identifizierten Strandwälle auf den in Realfarben dargestellten Landsat TM 5 – Bildern (Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)).	41
Abbildung 5-2: Falschfarbendarstellung der Landsat TM 5 Bilder (Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)). Kombination der Kanäle 7 (rot), 4 (grün) und 1 (blau) (siehe auch Anhang 2, Abbildung 12-4.	43
Abbildung 6-1: „Calcrete“ - Vorkommen im Untersuchungsgebiet. Dargestellt auf den Landsat TM 5 Bildern (Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) des Untersuchungsgebietes.....	51
Abbildung 6-2: Bohrpunktkarte der Bohrungen um Letlhakane und Orapa. Entlang der Linie A – B wurde ein Profil mit heutigen und früheren Grundwasserflurabständen erstellt (s. Kapitel 6.6.4). Bohrungsdaten aus: Debswana (2004).....	58

Abbildung 6-3: (A) Effluente und (B) influente Fließverhältnisse. Aus: Hötling (1996).....	60
Abbildung 6-4: (A) Darstellung der Unterkante der „Calcretes“. Eingezeichnet sind zudem die Einfallrichtungen der Gradienten (Pfeile) sowie die Wasserscheide (gestrichelte Linie).(B) Darstellung der Oberkante der „Calcretes“. Bohrungsdaten aus: Debswana (2004).	61
Abbildung 6-5: Darstellung des heutigen und früheren Grundwasser (GW) – Flurabstandes entlang des Profils A – B (150 – fach überhöht). Bohrungsdaten aus: Debswana (2004). ...	62
Abbildung 7-1: Korrelation der Seestadien mit den Strandwällen.	65
Abbildung 7-2: Korrelation der Seestadien und Strandwälle mit den aus der Literatur bekannten „Calcrete“ - Vorkommen und der „Calcretes“ aus den Bohrungen um Letlhakane und Orapa.	67
Abbildung 7-3: Darstellung der Strandwälle und der Landsat TM 5 Bilder (in Falschfarben; Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) der Makgadikgadi Pfanne, Über die Falschfarbendarstellung der Satellitenbilder kann versucht werden, die Strandwälle mit den Bodentypen zu korrelieren.....	70
Abbildung 8-1: Entwicklung der Flusssysteme im Untersuchungsgebiet (a) heutige Flusssysteme, (b) Übergang vom oberen Zambezi in den Limpopo und (c) Situation, bevor der obere und der mittlere Zambezi verbunden wurden. Aus: Thomas&Shaw (1991).	73
Abbildung 8-2: Schematische Darstellung des Okavango Halbgrabensystems. Verändert nach: Modisi (2000).....	76
Abbildung 8-3: Hypothesen zu den tektonischen Strukturen im Untersuchungsgebiet und deren Entstehung. Hypothese I: Bildung des Okavango Halbgrabens und Horst- und Grabenstrukturen in der Makgadikgadi Pfanne aufgrund von Extension. Hypothese II: Bildung des Okavango Halbgrabens durch Extension und antithetischer Kippschollen in der Makgadikgadi Pfanne aufgrund von „downwarping“ des Gebietes.	77
Abbildung 8-4: Störungen im Untersuchungsgebiet. Verändert nach: Thomas&Shaw (1991).	78
Abbildung 8-5: Kompilation der Seestände, des Paläoklimas und der Tektonik im Untersuchungsgebiet der letzten 45.000 Jahre entsprechend der Ausführungen der Kapitel 2, 4, 6 und 8 (weitere Literaturhinweise in den Kapiteln, Quellenangaben der ID - Nummern in Tabelle 6-2).	79
Abbildung 8-6: 945 m Stadium mit der darunter lagernden Lithologie sowie Lage der Bohrungen.	83
Abbildung 8-7: Darstellung des Stausees zwischen dem heutigen Okavango Delta und der Makgadikgadi Pfanne auf dem „Dyke swarm“ (rote Markierung).	84
Abbildung 8-8: Auf die Makgadikgadi Pfanne gerichtete hydraulische Gradienten der letzten 12.500 Jahre. Verändert nach: de Vries (1984).	85
Abbildung 8-9: Darstellung der Infiltrationseigenschaften der Böden und der unterlagernden Lithologie unter dem See. Die für die Infiltration der Böden dargestellte Gesamtfläche entspricht der größten Seeausbreitung auf 945 m NN.	87
Abbildung 12-1: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Digitalisiert nach: Machacha&Mortimer (1984).	99
Abbildung 12-2: Bodenkundliche Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Digitalisiert nach: de Wit&Kgatlwane (1990).	100
Abbildung 12-3: Satellitenbilder (Landsat TM5, Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) des Untersuchungsgebietes. Darstellung in Realfarben (Kombination der Kanäle 3 (rot), 2 (grün) und 1 (blau)).	101
Abbildung 12-4: Satellitenbilder (Landsat TM5, Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) des Untersuchungsgebietes. Darstellung in Falschfarben (Kombination der Kanäle 7 (rot), 4 (grün) und 1 (blau)).	102
Abbildung 12-5: Auf SRTM – Daten (Internetquelle 1, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) basierendes digitales Geländemodell (DGM) mit den berechneten Höhenlinien der Seestadien im Untersuchungsgebiet.	103
Abbildung 12-6: Bohrprofil der Bohrung Z2530.....	106
Abbildung 12-7: Bohrprofil der Bohrung Z3973.....	107
Abbildung 12-8: Bohrprofil der Bohrung Z5993.....	108

Abbildung 12-9: Bohrprofil der Bohrung Z6001.....	109
Abbildung 12-10: Bohrprofil der Bohrung Z7100.....	110
Abbildung 12-11: Bohrprofil der Bohrung Z7101.....	111
Abbildung 12-12: Bohrprofil der Bohrung Z7139.....	112

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Lithostratigraphie des Untersuchungsgebietes. Verändert nach : Wellfield (2000).....	12
Tabelle 3-1: Path/Row und Aufnahmedatum der genutzten Landsat TM 5 Szenen (Internet - Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)).	28
Tabelle 6-1: „Calcrete“ – Bildungsformen und deren Eigenschaften. Verändert nach: Goudie (1983).....	46
Tabelle 6-2: Datierungen von „Calcretes“, Mollusken und anderem Material im Untersuchungsgebiet. Die Koordinaten sind im Geographischen Koordinatensystem (Längen- und Breitengrad) mit Ellipsoid WGS84 angegeben. Aus: Cooke&Verstappen (1984), Ringrose&Huntsman-Mapila et al. (2005), Shaw (1985) Shaw&Bateman et al. (2003), Shaw&Cooke (1986) und Shaw&Thomas (1993).	55
Tabelle 6-3: Auflistung der Bohrungen und Vorkommen der „Duricrusts“. Koordinaten sind im UTM – System (WGS84) angegeben. Daten aus: Debswana (2004).....	57
Tabelle 8-1: Jährliche Wasserzufuhr zu Palaeo Lake – Makgadikgadi.....	80
Tabelle 12-1: Gradientenberechnung der Calcrete – Unterkanten (UK).....	104
Tabelle 12-2: Gradientenberechnung der Calcrete – Oberkanten (OK).	105
Tabelle 12-3: Gradientenberechnung der GOK.	105
Tabelle 12-4: Vergleich der aus den Bohrdaten bekannten z – Koordinaten (DEBSWANA 2004) mit den aus den SRTM – Daten ausgelesenen z – Koordinaten der Bohrungen um Letlhakane und Orapa. Bohrungen, die bei der Auswertung aufgrund zu stark abweichender Werte nicht berücksichtigt wurden, sind in gelb gekennzeichnet. Koordinaten sind im UTM – System (WGS84) angegeben.....	113
Tabelle 12-5: Frühere und heutige Grundwasserstände sowie Berechnung des Abstandes zwischen dem früheren und heutigen Grundwasserflurabstand. Werte, die nicht bekannt sind, wurden mit „nb“ gekennzeichnet. Die Koordinaten sind im UTM – System (WGS84) angegeben. Daten aus: DEBSWANA 2004.	114

Abkürzungsverzeichnis

a	Jahre
asl	above sea level
BP	before present
d	Tage
DGM	digitales Geländemodell
DEM	Digital elevation Modell
Gew%	Gewichtsprozent
GIS	geographisches Informationssystem
GLCF	Global Land Cover Facility, Universität von Maryland
GOK	Geländeoberkante
GW	Grundwasser
ID	Identifikationsnummer der "Calcrete" - Datierungen
Landsat TM	Landsat Thematic Mapper
LGM	letztes glaziales Maximum
NASA	National Aeronautics and Space Administration, USA
NN	Normalnull
OK	Oberkante der „Calcretes“
RGB	Farbmodell rot - grün - blau
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
UK	Unterkante der „Calcretes“
UTM	Universal Transversal Merkator (Zone 35S)

1. Einleitung

1.1 *Hintergrund*

In einigen semiariden Gebieten des südlichen Afrikas treten im Grundwasser sehr heterogene, teilweise extrem hohe Nitratkonzentrationen auf. Lokal wurden Nitratgehalte von bis zu 600 mg/l gemessen. Der WHO (World Health Organization) – Standard schreibt hingegen lediglich 50 mg/l als Grenzwert vor. Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) untersuchte daher in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst von Botswana, der Universität (TH) Karlsruhe, der Leibniz Universität Hannover und weiteren Forschungspartnern in Botswana, Namibia und Südafrika die Ursachen für die hohe Nitratbelastung. Im Gebiet um Serowe, im Central District Botswana, wurde ein Untersuchungsgebiet ausgewählt, das mit einer Vielzahl von Brunnen ausgestattet ist. In diesem Bereich arbeitete eine Doktorandin der Universität (TH) Karlsruhe (STADLER 2006) an der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Genese der Grundwässer. Parallel untersuchte ein Doktorand der Leibniz Universität Hannover (SCHWIEDE 2007) die Anreicherung und Verlagerung von Nitrat im Boden.

Die Ergebnisse der Dissertation von Stadler (2006) zeigen, dass die Genese der Grundwässer und deren heutiger, hoher Nitratgehalt im Wesentlichen auf Änderungen des Klimas zurückzuführen sind. Isotopenhydrologische Messungen sowie hydrochemische Analysen deuten darauf hin, dass ein Teil des Grundwassers unter wesentlich feuchteren Bedingungen als heute gebildet wurde. Auch müssen die Grundwasserstände früher wesentlich höher als heute gewesen sein. Heute liegen die Grundwasserspiegel zum Teil mehr als 100 m unter der Geländeoberfläche. Die heutige Sua Pfanne mit der sie umgebenden Makgadikgadi Pfanne waren früher ein Teil eines sehr großen Süßwassersees im südlichen Afrika, zu dem auch teilweise und zeitweise das Okavango Delta gehörte. In jedem Fall, heute wie früher, bildete bzw. bildet die Makgadikgadi Pfanne die hydraulische Vorflut für unterirdischen Fließsysteme nördlich von Serowe.

1.2 *Ziele der Arbeit*

In dieser Diplomarbeit sollte ein Modell der verschiedenen Seestadien in der Makgadikgadi Pfanne sowie dem Okavango Graben und deren Verbreitung erarbeitet werden, um Aussagen über den Einfluss des Sees auf das Grundwasser machen zu können. Hierzu sollten Literaturdaten zusammen getragen werden, die anschließend in ein für das Untersuchungsgebiet erstelltes digitales Höhenmodell und in ein GIS überführt wurden. Darauf aufbauend wurden Satellitenbilddaten bezüglich vorhandener Strandwälle und Bodentypen bzw. Oberflächenbeschaffenheiten gemacht und mit den Literaturdaten der Seestadien korreliert. Die Seestadien sollten weiterhin mit Datierungen von aufgrund eines lateralen Seespiegels gebildeten „Calcretes“, die aus der Literatur bekannt sind, korreliert und

über diese zeitlich eingeordnet werden. Darüber hinaus sollte über grundwasserbeeinflusste „Calcretes“, die in etwa den Grundwasserspiegeln zur Zeit ihrer Bildung entsprechen, geklärt werden, wie hoch die damaligen Grundwasserspiegel in den Sedimenten der „Kalahari Beds“ gelegen haben. Hierzu waren Bohrdaten aus dem Gebiet um Letlhakane und Orapa vorhanden. Auf der Grundlage dieser Daten sollten zudem Aussagen über die Verteilung der Seestadien in diesem Gebiet gemacht sowie Gradienten berechnet werden. Letzteres hilft bei der Klärung, ob der frühere See in das Grundwasser infiltriert und somit Einfluss auf das Grundwasser hatte oder als hydraulische Vorflut gesehen werden kann.

Weiterhin sollten paläoklimatische sowie tektonische Gegebenheiten heraus gearbeitet werden, da in diesen wahrscheinlich die entscheidenden Faktoren für die Entwicklung der Seestadien zu suchen sind. Besonders strukturgeologische Elemente wie z.B. Störungen und deren Verlauf können an der Verlagerung von Vorflutern und damit auch Grundwassereinzugsgebieten maßgeblich beteiligt gewesen sein. Hinweise hierauf tragen somit zum Gesamtverständnis der Grundwasserverhältnisse im Untersuchungsgebiet bei.

Im Anschluss an die Bearbeitung der Seestadien, deren Entstehung und ihrer Bedeutung für das Grundwasser sollte diskutiert werden, ob die gewählten Auswertungsverfahren auch auf andere intra-kontinentale Becken (in Afrika) angewendet werden können.

2. Untersuchungsgebiet

2.1 Lage

Das Untersuchungsgebiet (Abbildung 2-1) liegt in der zentralen Kalahari im Norden von Botswana (südliches Afrika), 21 – 27 ° E und 16 – 23 ° S, und erstreckt sich über eine Fläche von ca. 80.000 km². Zu dem Untersuchungsgebiet gehört das Okavango Delta, das mit seinen angrenzenden Sümpfen ca. 40.000 km² bedeckt. Das Okavango Delta besteht aus dem im oberen Teil gelegenen „Panhandle“ und dem tiefer gelegenen alluvialen Fächer mit sehr flachen Gradienten, welcher einem Flussdelta ähnlich sieht (McCARTHY 2006). Das Delta wird über den Okavango jährlich mit etwa 10 km³ Wasser gespeist, das aus den Hochländern Angolas stammt. Südwestlich des Okavango Deltas fließen der Thamalakane und der Kunyere. Nördlich des Deltas verlaufen der Savuti, der Linyanti und der Chobe. Zudem wird das Delta durch viele weitere, kleinere Flüsse durchzogen, die zum Teil auch nur intermittierend vorhanden sind (Abbildung 2-5, 2-1).

Nördlich des Deltas liegt das Mababe Becken, südlich liegt das Ngami Becken.

Weiterhin befindet sich in dem Untersuchungsgebiet die südöstlich des Okavango Deltas gelegene Makgadikgadi Pfanne mit einer Fläche von ca. 37.000 km². In der Makgadikgadi Pfanne sind neben 9 kleineren Pfannen die Sua Pfanne und die Ntwetwe Pfanne zu finden (Abbildung 2-1). Die 300 km² große Sua Pfanne besteht heute zu einem großen Teil aus einem ausgetrockneten Salzsee und wird während der feuchten Sommermonate durch Zuflüsse aus dem nördlich gelegenen Nata, dem westlich gelegenen Boteti und einigen, zum Teil auch nur zeitweise vorhandenen Zuflüssen aus dem Osten (u.a. dem Lepashe, Semowane und Moseitse) und Süden überflutet (Abbildung 2-5). Der einzige Teil, der ganzjährig Wasser führt, ist das 185 km² einnehmende Nata Becken im Süden der Sua Pfanne (EBERT&HITCHCOCK 1978).

Nördlich des Untersuchungsgebietes verläuft der Zambezi (Abbildung 2-1).

Die Topographie des Untersuchungsgebietes ist flach und fällt von Nordwesten nach Südosten von ca. 1000 m auf etwa 900 m NN leicht ab. Der niedrigste Punkt liegt mit 890 m NN in der Sua Pfanne.

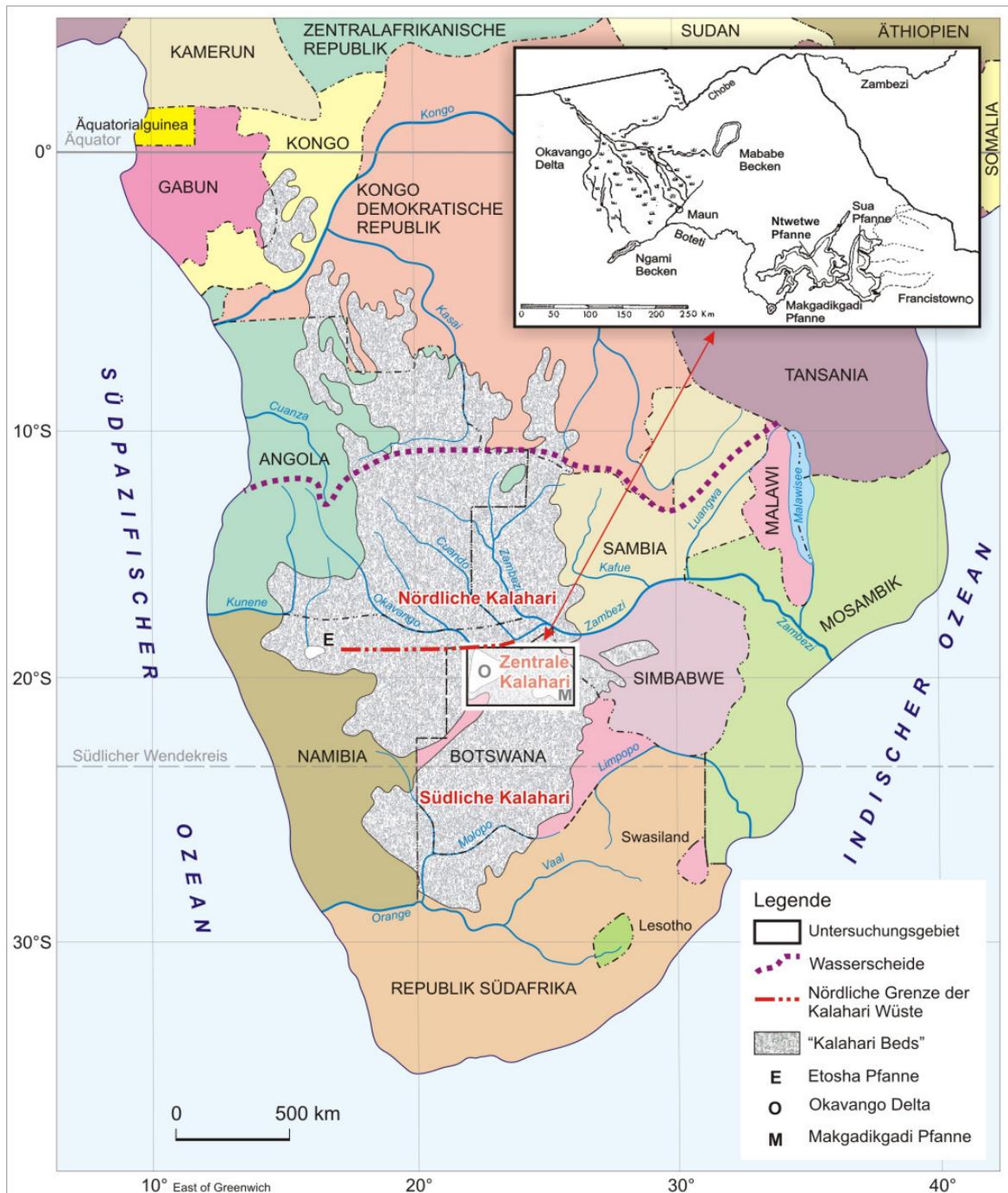


Abbildung 2-1: Lage des Untersuchungsgebietes. Verändert nach: Baillieu (1979) und Thomas&Shaw (1991).

2.2 Geographischer Überblick

2.2.1 Vegetation

Die Vegetation kann im Allgemeinen als Savanne aus Gras- und Buschlandschaften beschrieben werden. Die Art und Dichte der Vegetation ist u.a. von Böden und Niederschlägen abhängig.

Wie Abbildung 2-2 zeigt, ist in der Makgadikgadi Pflanze hauptsächlich Gras- sowie Gehölz – Savanne mit einer Mischung aus *Mopane* Bäumen und Büschen vorhanden, die oft

der Gattung *Acacia* zuzuordnen sind. Ein großer Teil der Makgadikgadi Pfanne ist mit der Palmenart *Hyphaene petersiana* bewachsen (THOMAS&SHAW 1991). Um die unbewachsenen Bereiche der Sua und Ntvetwe Pfannen (gelegen in der Makgadikgadi Pfanne) ist Auwald angesiedelt. Zwischen dem Okavango Delta und der Makgadikgadi Pfanne befindet sich Gehölz- und Busch – Savanne der Nördlichen Kalahari. Das Okavango Delta ist durch Sümpfe mit Grasbewuchs gekennzeichnet. An den Rändern des Deltas findet sich zudem Gehölz – Savanne. Ein kleiner Bereich ist mit Auwald bewachsen (THOMAS&SHAW 1991).

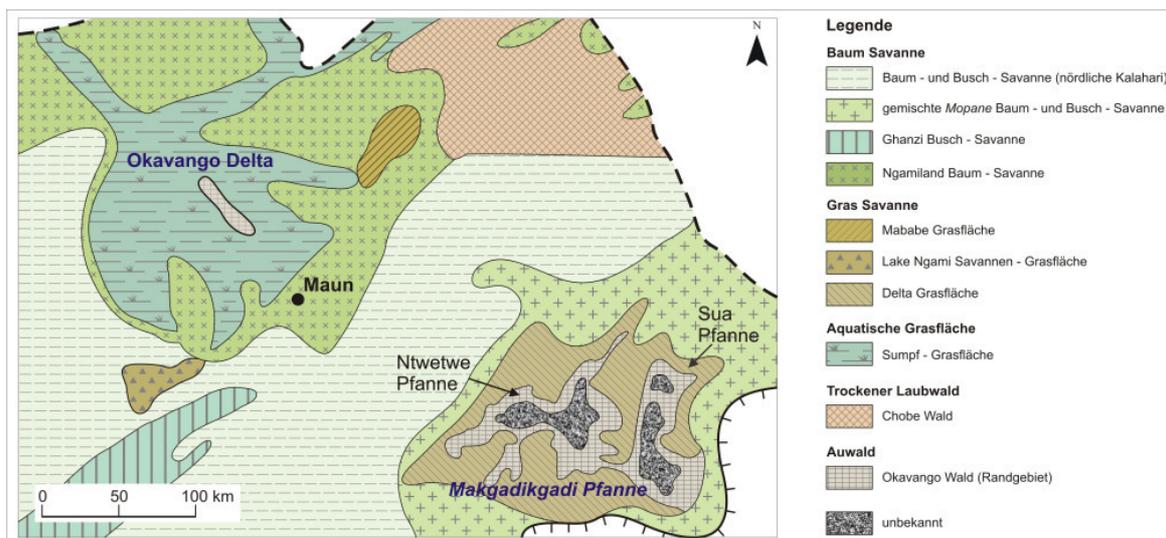


Abbildung 2-2: Vegetationskarte des Untersuchungsgebietes. Verändert nach: Thomas&Shaw (1991).

2.2.2 Landnutzung

Botswana ist mit insgesamt 1,64 Millionen Einwohnern (Stand: Juli 2005)¹ ein sehr dünn besiedeltes Land. Der Südosten ist mit 25% der Bevölkerung am dichtesten besiedelt. In der Makgadikgadi Pfanne liegt die Besiedlungsdichte zwischen weniger als einem Bewohner auf 10 km² und bis zu 1 – 5 Bewohnern auf 1 km². Das Okavango Delta ist mit bis zu 10 Bewohnern auf 1 km² etwas dichter besiedelt (THOMAS&SHAW 1991).

Große Teile Botswanas werden für die Rinderzucht genutzt. Einige Gebiete (17%) sind als Wildschutzreservate und Nationalparks gekennzeichnet (THOMAS&SHAW 1991).

Von wirtschaftlicher Bedeutung sind die Diamantenminen bei Orapa, die einen Exportanteil von 70 % bestreiten¹.

Zudem wird im nordwestlichen Teil der Sua Pfanne Natron gewonnen und exportiert. Die Sedimente der Sua Pfanne sind derzeit mit einer salzigen Wasserschicht (Na-CO₃-SO₄-Cl-Typ) gesättigt, die auch als „brine Aquifer“ (Sole) bezeichnet und zur Herstellung des Natrons genutzt wird (RINGROSE&HUNTSMAN-MAPILA et al. 2005; SHAW&COOKE et al. 1990).

¹ Internet – Quelle 6, siehe Literaturangaben (Kapitel 11).

2.2.3 Klima

Das heutige Klima in der Kalahari ist semi-arid. Die Niederschlagshöhe liegt in der zentralen Kalahari durchschnittlich zwischen 450 und 500 mm/a und kann lokal stark variieren. Generell nimmt der Niederschlag von Süden nach Norden zu. Der meiste Niederschlag fällt in der Regenzeit von Oktober bis April durch meist kurze, oft starke Regenfälle und Gewitter. Juli und August sind die niederschlagsärmsten Monate. Im Gebiet des Okavango Deltas liegt der Niederschlag bei etwa 490 mm/a. In den Hochländern Angolas, durch die der Okavango gespeist wird, liegt der Niederschlag bei ca. 900 mm/a. Es ist jedoch zu beachten, dass der dortige Niederschlag aus der Regenzeit erst im März das Okavango Delta erreicht und vier bis fünf Monate benötigt, um das Delta zu durchqueren. Der Abfluss aus dem Delta findet somit erst im Juli und August, der eigentlichen Trockenzeit, statt. Die Wassertiefen im Delta liegen zwischen einem und zwei Metern (BÄUMLE 2002; GREY&COOKE 1977; MCCARTHY 2006; STADLER 2006; THOMAS&SHAW 1991).

Die Temperaturen liegen in den Sommermonaten von September bis März durchschnittlich bei etwa 25°C, können aber auch über 35°C erreichen. Ab März beginnen die Temperaturen zu sinken und liegen bis September durchschnittlich zwischen 15 und 20°C. Tiefsttemperaturen von unter 10°C sind möglich (STADLER 2006).

Die Evapotranspirationsraten übersteigen den Niederschlag in der südlichen Makgadikgadi Pfanne mit Werten zwischen 900 – 1200 mm/a. Im Okavango Delta können die Evapotranspirationsraten bis zu 2.200 mm/a erreichen und somit den Niederschlag um das Vierfache übersteigen (GREY&COOKE 1977; MCCARTHY 2006; STADLER 2006). Die höchsten Verdunstungsraten kommen entsprechend den Temperaturen von Oktober bis März vor, die niedrigsten im Juni und Juli. Die Evapotranspiration übersteigt immer den Niederschlag. Somit liegt nahe, dass Grundwasserneubildung eigentlich nicht möglich ist. Jedoch ist zu beachten, dass Niederschläge häufig in Starkregenereignissen fallen, so dass eine potentielle Grundwasserneubildung über begünstigte Fließwege wie Klüfte oder andere präferenzielle Fließpfade wie Termitenröhren und tiefreichende Wurzeln denkbar ist. Zudem kann es nach Starkniederschlägen zur vereinzelt Bildung von flachen „Ponds“ kommen, deren hydraulisches Potential eine bessere Einsickerung in den zuvor ausgetrockneten Boden ermöglicht.

Die Hauptwindrichtungen sind Ost und Nordost (GREY&COOKE 1977).

In Abbildung 2-3 ist die Niederschlagsverteilung im südlichen Afrika mit Beispielen von Maun, Serowe und Orapa sowie die Evapotranspiration von Mahalapye, südlich von Serowe, angegeben.

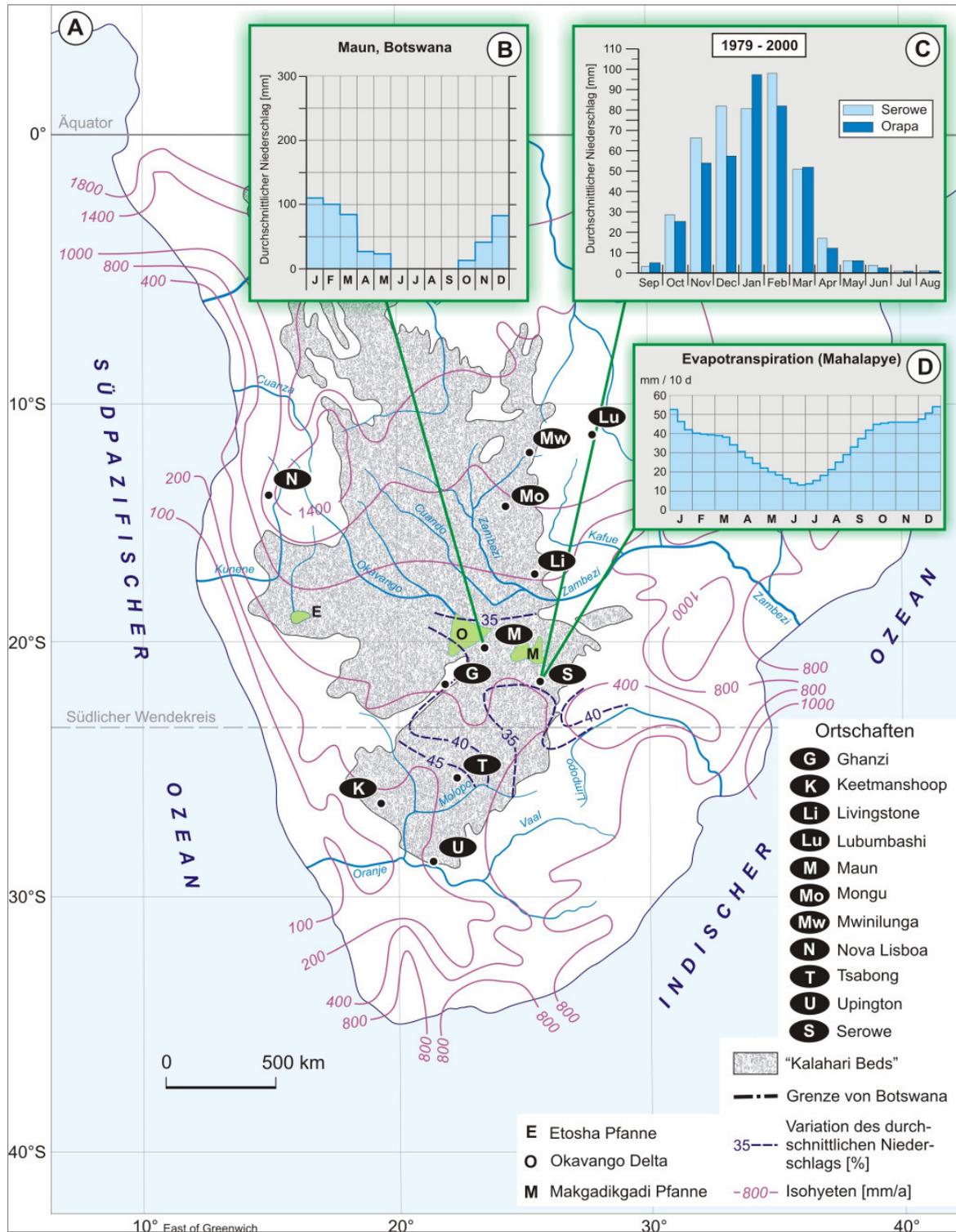


Abbildung 2-3: (A) Niederschlagsverteilung im südlichen Afrika. (B) zeigt den durchschnittlichen Niederschlag in Maun und (C) in Serowe und Orapa. (D) zeigt die Evapotranspiration in Mahalapye, südlich von Serowe. Verändert nach: Stadler (2006) und Thomas&Shaw (1991).

2.3 Paläoklima

Die Rekonstruktion des Paläoklimas in der Kalahari zur Zeit des Quartärs und insbesondere der letzten 40.000 Jahre (Abbildung 8-5) wurde anhand von Seeablagerungen, Höhlensedimenten und Dünen erstellt. In Höhlen gebildeter Sinter sowie an Quellen gebildeter Kalktuff sind Hinweise auf humide Perioden. Ebenso zeigen limnische Ablagerungen und „Calcretes“ humide Phasen an (THOMAS&SHAW 1991). Dünen entstehen unter weniger feuchten Bedingungen. Aufgrund von absoluten Datierungen sind daher prinzipiell Aussagen über den zeitlichen Verlauf des Paläoklimas möglich. Jedoch ist die Datenmenge über die Kalahari gering und weist eine starke Heterogenität auf. Zudem sollten die Daten aufgrund von möglichen Fehlern bei der Datierung nur als Anhaltspunkte gesehen werden.

Die Datierung von Karoo Sedimenten ist wegen der starken Alterierung und damit schlechten Unterscheidungsmöglichkeiten sowie nur geringem, schlecht erhaltenem Fossilgehalt schwierig (STADLER 2006).

2.3.1 Südliches Afrika allgemein

Aufgrund von Tiefseebohrungen und Höhlenablagerungen (Cango Cave (Südafrika), Wonderkrater, Bushveld (Südafrika)) kann man sagen, dass das spätleistozäne Klima im

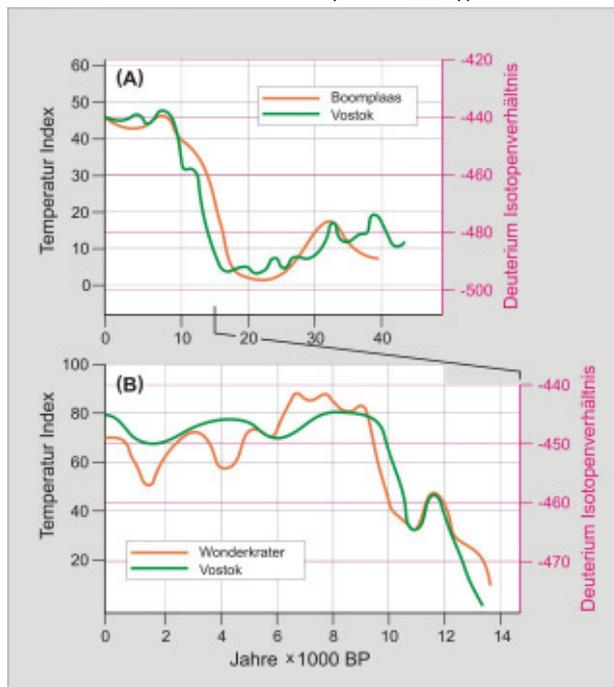


Abbildung 2-4: Temperaturentwicklung der letzten 40.000 Jahre im südlichen Afrika. Vergleich der Deuterium Isotopenverhältnisse des Vostock Eiskerns (Antarktis) mit einem auf Pollenanalysen beruhendem Temperatur Index (A) für Boomplaas nahe Cango Cave (Südafrika) und (B) für Wonderkrater, Bushveld (Südafrika). Verändert nach: Tyson&Preston-Whyte (2000).

südlichen Afrika zwischen 65.000 und 25.000 BP (before present) kalt war. In Abbildung 2-4 ist die Temperaturentwicklung der letzten 40.000 Jahre, die anhand von Deuterium Isotopenverhältnissen in Eiskernen und Pollenanalysen bestimmt wurde, dargestellt.

Dünenbildungsprozesse in der Zeit von 46.000 – 41.000 BP und 26.000 - 20.000 BP lassen auf aride Verhältnisse schließen (STOKES&THOMAS et al. 1997). Auch zwischen 21.000 und 18.000 BP herrschten aride Verhältnisse vor. In der Kalahari ist der Niederschlag um 40 % im Vergleich zu heutigen Niederschlagsmengen zurück gegangen.

Das letzte glaziale Maximum (LGM) weist die kältesten Temperaturen um 16.000 BP auf. Es kam zu einer

Temperaturerniedrigung um 5°C gegenüber heute auf durchschnittlich etwa 12°C (TYSON&PRESTON-WHYTE 2000). Auch Untersuchungen von stabilen Isotopen bezüglich Paläogrundwassertemperaturen belegen kältere Temperaturen in der Kalahari: In der Zeit von 45.000 bis 24.000 BP war das Grundwasser um $5,2 \pm 1,5^\circ\text{C}$ kälter als zwischen 16.000 BP und heute (KULONGOSKI&HILTON et al. 2004).

Nach dem LGM sind die Temperaturen angestiegen. Zwischen 16.000 und 9.000 BP herrschten aride Verhältnisse vor (STOKES&THOMAS et al. 1997). Zu Beginn des Holozäns um 11.000 BP sind die Temperaturen abgefallen. Zwischen 7.000 und 4.500 BP war das Klima wärmer und humider als heute. Die Niederschlagsmengen in der Kalahari waren um 10 – 20 % erhöht im Vergleich zu heute.

Zwischen 4.700 und 4.200 BP, 3.800 und 3.400 BP sowie 3.200 und 2.500 BP (auch als Neoglazial bekannt) gibt es Hinweise auf eine deutliche Abkühlung des Klimas, mit der trockenere Bedingungen verbunden waren. Um 2.500 BP kam es zu einer schnellen Erwärmung mit einem Einbruch der Temperaturen zwischen 1.800 und 1.300 BP („kleine Eiszeit“).

Zwischen 1.300 und 900 BP war es wieder wärmer und trocken, ähnlich dem heutigen Klima, mit nur kurzen kälteren Perioden (TYSON&PRESTON-WHYTE 2000).

2.3.2 Paläoklima in der Kalahari

Im Folgenden soll auf das spätpleistozäne und holozäne Paläoklima der letzten 50.000 Jahre eingegangen werden.

Im späten Pleistozän zwischen 50.000 und 34.000 BP können aus Ablagerungen in Drotskys Cave, gelegen in der zentralen Kalahari, humide Bedingungen rekonstruiert werden. Die Makgadikgadi Pfanne in der zentralen Kalahari wurde vor mehr als 46.000 BP durch semiaride oder semihumide Bedingungen gekennzeichnet. In der nördlichen Kalahari hingegen war das Klima von 46.000 – 41.000 BP arid (COOKE 1984; THOMAS&SHAW 1991, 2002).

Zwischen 35.000 und 22.000 BP haben ebenfalls humide Bedingungen in der Kalahari vorgeherrscht. In der zentralen (Drotskys Cave, Gci Pfanne, Western Pfannen) und südlichen Kalahari (Gaap Escarpment) liegen Hinweise auf humide Perioden zwischen 35.000 und 28.000 BP vor. Daten von den Tsodilo Hills nordwestlich des Okavango Deltas geben jedoch Hinweise auf aride Phasen in der zentralen Kalahari zwischen 35.000 und 28.000 BP. Weiterhin war die zentrale Kalahari (Makgadikgadi Pfanne, Gci Pfanne, Tsodilo Hills) zwischen 32.000 und 27.000 BP und 24.000 und 22.000 BP humid (THOMAS&BROOK et al. 2003; THOMAS&SHAW 1991, 2002). In den übrigen Zeiten war das Klima in der Makgadikgadi Pfanne semiarid bis humid (COOKE 1984). Heine (1979) geht von einem generell humiden Klima zwischen 30.000 und 19.000 BP in der zentralen Kalahari aus.

Im südlichen Gebiet der Kalahari hat zwischen 30.000 und 26.000 BP sowie zwischen 24.000 und 22.000 BP feuchtes, kaltes Klima geherrscht (SHAW&THOMAS 1996; THOMAS&SHAW 1991, 2002).

Die südwestliche Kalahari wurde von 33.500 – 30.400 BP und 23.000 – 21.900 BP durch humides sowie von 32.000 – 28.000 BP und 27.000 – 23.000 BP durch arides Klima geprägt (LANCASTER 1987; THOMAS&SHAW 2002; THOMAS&STOKES et al. 1997).

In der südlichen Kalahari wurden von 30.000 – 23.000 BP Dünen gebildet, so dass es hier trockener gewesen sein muss (THOMAS&SHAW 2002; THOMAS&STOKES et al. 1997). Jedoch wird in der Region um die Wonderwork und Lobatse Caves (südliche Kalahari) von feuchtem kalten Klima zwischen 35.000 und 26.000 BP gesprochen, so dass sich hier ein Widerspruch ergibt (THOMAS&SHAW 2002; HEINE 1988).

Um 25.000 BP scheinen die mit dem Okavango verbundenen Seen auszutrocknen. In der zentralen Kalahari herrschten wahrscheinlich aridere Bedingungen als heute (THOMAS&SHAW 1991).

Dünenbildung in der nördlichen Kalahari zwischen 23.000 und 20.000 BP zeigt ebenfalls arides Klima an (THOMAS&SHAW 2002; THOMAS&STOKES et al. 1997).

Von etwa 20.000 BP bis ins letzte Glaziale Maximum um 19.000 – 18.000 BP war das Klima im Allgemeinen kalt und trocken. Die jährliche Durchschnittstemperatur lag etwa 5°C unter der heutigen und die Niederschlagsmenge über dem Gebiet der nördlichen und zentralen Kalahari hat wahrscheinlich von Süden nach Norden abgenommen (HEINE 1979; LANCASTER 1987). Möglicherweise gab es zu dieser Zeit äolische Aktivität. Die Seen waren ausgetrocknet und auch die Bildung von Torf kann stattgefunden haben (THOMAS&SHAW 1991; THOMAS&STOKES et al. 1997).

Große Teile der Kalahari wurden zwischen 18.000 und 12.000 BP durch feuchte, kalte Perioden geprägt (HEINE 1978; LANCASTER 1987; SHAW&THOMAS 1996; THOMAS&BROOK et al. 2003; THOMAS&SHAW 1991, 2002). Daten aus der Urwi Pflanze und vom Gaap Escarpment sowie Alexandersfontein geben Hinweise auf ein humides, möglicherweise kälteres Klima in der südlichen Kalahari zwischen 21.000 und 14.000 BP (COOKE 1984).

Es gibt Hinweise darauf, dass der Niederschlag in der Kalahari zwischen 17.000 und 14.000 BP den heutigen Niederschlag bis um das Dreifache überstiegen hat. Die Evapotranspirationsraten waren im Vergleich zu heute um 40 – 50 % reduziert, was ebenfalls für ein kaltes Klima sprechen würde (LANCASTER 1979).

Das Ngami Becken und die Makgadikgadi Pflanze in der zentralen Kalahari waren zwischen 19.000 und 13.000 BP wahrscheinlich semiarid bis semihumid (HEINE 1981).

Dünen in der südlichen, nördlichen und südwestlichen Kalahari deuten auf dort trockenere Perioden zwischen 17.000 und 10.000 BP hin. In der südlichen Kalahari weisen

Höhlensedimente (Wonderwork und Lobatse Caves) auf feuchte, kalte Bedingungen zwischen 13.000 und 11.000 BP hin (THOMAS&SHAW 2002; THOMAS&STOKES et al. 1997).

In der zentralen Kalahari setzten um 12.000 BP wieder trockenere Bedingungen ein, wodurch Flüsse weniger Wasser führten und das Absinken von Wasserspiegeln hervorgerufen wurde. Dieses ist an der Bildung von „Calcretes“ in den vom Okavango gespeisten Seen erkennbar (THOMAS&SHAW 1991). Auch die Dünenbildung im Norden der Kalahari zwischen 10.000 – 8.000 BP weist auf trockenere Perioden hin (THOMAS&SHAW 2002).

Zu Beginn des Holozäns herrschten in der gesamten Kalahari semiaride Bedingungen ähnlich dem heutigen Klima, die in ein semihumides Klima mit gelegentlichen humiden Phasen übergegangen sind (COOKE 1984; THOMAS&STOKES et al. 1997). Heine (1979) beschreibt humide Verhältnisse in der zentralen Kalahari zwischen 12.000 und 9.000 BP. Im Südwesten der Kalahari war es zwischen 10.000 und 6.000 BP sowie 4.500 und 3.000 BP arid (LANCASTER 1987; THOMAS&STOKES et al. 1997). In der zentralen Kalahari (Drotskys Cave) gibt es Hinweise auf humidere Perioden zwischen 6.000 und 5.000 BP, 4.200 und 3.600 BP und um 2.000 BP. Auch im Okavango Graben können um 2.000 BP Hinweise auf humide Bedingungen durch die Bildung eines Sees (Lake Thamalakane) gefunden werden. Im Süden der Kalahari war es zwischen 8.000 und 5.000 BP, 3.200 und 2.000 BP und um 500 BP warm und humid (THOMAS&SHAW 1991, 2002). Die jährliche Durchschnittstemperatur lag im mittleren bis späten Holozän etwa 1 – 2°C über der heutigen (LANCASTER 1987).

Auch im Gebiet des Okavangos weisen Kanalsedimente auf eine Zunahme der Niederschläge und damit auf feuchteres Klima zwischen 3.000 und 2.500 BP und um 1.400 BP hin (THOMAS&SHAW 2002).

Durch die im Vorhergehenden beschriebenen Klimaverhältnisse wird deutlich, dass die regionalen und lokalen Unterschiede sehr groß sind und zum Teil zu Überschneidungen führen. Daher ist eine einheitliche Aussage über das Paläoklima in der Kalahari nicht möglich. Die Ursache für die lokale Heterogenität kann an der Lage der Kalahari zwischen dem tropischen Sommerregengürtel und dem gemäßigten Winterregengürtel liegen (THOMAS&SHAW 1991).

Eine Zusammenfassung der sehr komplexen und lokal sehr unterschiedlichen Klimabedingungen wird in Abbildung 8-5 versucht. Hier werden die ariden und humiden Phasen des Klimas auch den in Kapitel 4 beschriebenen Seestadien gegenüber gestellt.

2.4 Geologie

Die ältesten, im Untersuchungsgebiet vorzufindenden Gesteine (Tabelle 2-1), die die geologische Basis bilden, stammen aus dem Präkambrium und sind an den Rändern der Kalahari sowie als Inseln innerhalb der Kalahariwüste aufgeschlossen. Über den präkambrischen Gesteinen sind Gesteine der Karoo Supergroup abgelagert, die aus Sedimenten im Liegenden und Basalt im Hangenden bestehen. Darüber liegen die seit der Kreidezeit abgelagerten Sedimente der Kalahari Beds. Zudem sind innerhalb der Karoo Supergroup Intrusionen, so genannte „Dolerite Dykes“, vorzufinden. Diese haben sich zu einem späten Zeitpunkt der Ablagerung der Karoo Supergroup oder danach gebildet.

Im Folgenden sollen die einzelnen Gesteine näher beschrieben werden (JONES 1980; MACHACHA&MORTIMER 1984; SMITH 1984; THOMAS&SHAW 1991). In Abbildung 2-5 ist die Verbreitung der Gesteine dargestellt

Tabelle 2-1: Lithostratigraphie des Untersuchungsgebietes. Verändert nach : Wellfield (2000).

Alter	„Super-Group“	„Group“	Formation	Lithologische Beschreibung	
Känozoikum		„Kalahari Group“	„Kalahari Beds“	Böden, Sand, „Calcrete“, Silt und Ton	
Mesozoikum		Stormberg		Kristalliner, massiver, amygdaloidaler Basalt	
Oberes Paläozoikum	Karoo	Lebung	Ntane	Äolischer Sandstein, mittel- bis feinkörnig mit gelegentlich eingeschaltetem Tonstein, weiß, rot, braun, grau, grün, gelb, teilweise fluvial zur Basis hin	
			Mosolotsane	Fluviale Schichten, Siltstein, feinkörniger Sandstein, rot, violett kalkfreier Tonstein und Siltstein mit wenig Sandstein	
		Beaufort	Tlhabala		
		Ecca	Serowe	kalkhaltiger Tonstein, Kohle, Siltstein, kohleführender, kalkhaltiger Tonstein, feinkörniger Sandstein	
			Morupule	Kohleflöze, schwarzer, kalkhaltiger Tonstein, kalkfreier Tonstein	
			Kamotaka	Weißer, massiver, grob- bis mittelkörniger Sandstein, unterlagert von Siltstein, Tonstein, Glimmer	
			Makoro	Postglaciale, lakustrine Ton- und Siltsteine	
		Dwyka	Dukwi	Basis der Karoo Sequenz, Tillite und Schiefer, gebänderter Ton- und Siltstein	
		Präkambrium: <i>Proterozoikum</i> <i>Archaikum</i>		Palapye	Shoshong „Basement“

2.4.1 Präkambrische Gesteine

Die Gesteine aus dem Präkambrium werden überwiegend von mächtigen Schichten der „Karoo Supergroup“ sowie den „Kalahari Beds“ überlagert und sind nur an einigen Stellen an der Oberfläche aufgeschlossen. Im Südosten des Gebietes sind kratonische Gesteine aus dem frühen Archaikum zu finden. Diese werden auch als „basement gneiss complex“ bezeichnet und reichen bis in große Tiefen. Weiterhin sind proterozoische Gesteine im Nordwesten aufgeschlossen. Im Untersuchungsgebiet sind diese Gesteine südöstlich des Okavango Deltas vorzufinden. Sie bestehen aus feldspatreichem Sandstein, Schiefer, Quarzit sowie Kalkstein oder aus porphyrischer, felsischer Lava, in die Sandstein oder tuffreiche Sedimente eingeschaltet sind.

2.4.2 „Karoo Supergroup“

Die Gesteine der „Karoo Supergroup“ lagern auf den präkambrischen Gesteinen und beißen selten an der Oberfläche aus, da sie meistens von den Sedimenten der Kalahari, den „Kalahari Beds“, überlagert werden. Die Ablagerung setzt im späten Paläozoikum (Karbon) ein und endet im frühen Mesozoikum (Trias).

Die Gesteine der „Karoo Supergroup“ werden in fünf Gruppen unterteilt: Dwyka, Ecca, Beaufort, Lebung und Stormberg. Die „Dwyka Group“ ist die älteste Ablagerung. Die Sedimentationsbedingungen schwanken von glazialem Klima zur Zeit der Bildung der „Dwyka Group“ bis zu Wüstenklima zur Zeit der Ablagerung der oberen „Lebung Group“. Die Ablagerung der Sedimente findet hauptsächlich im Kalahari Becken und dem südafrikanischen Becken statt. Die Mächtigkeiten der Ablagerungen können bis zu 1.500 m erreichen.

2.4.2.1 „Dwyka Group“

Die Ablagerungen der „Dwyka Group“ sind während der Eiszeit und dem Rückzug der Gletscher im Paläozoikum (spätes Karbon bis Perm) entstanden und bilden die Basis der „Karoo Supergroup“.

Die „Dwyka Group“ besteht aus massivem basalen Tillit, der von kiesigem Tonstein („pebbly mudstone“), Schiefer und Siltstein überlagert wird. Die Ablagerungen sind im Südwesten Botswanas zu finden und dünnen in Richtung Nordosten aus.

Die glazialen Sedimente im Südwesten haben sich wahrscheinlich unter flachen, marinen Bedingungen abgelagert, wobei die zum Top der „Dwyka Group“ lagernden Sedimente auch Fossilien führen. Hinweise auf marine Bedingungen in der zentralen Kalahari gibt es nicht.

2.4.2.2 „Ecca Group“

Die „Ecca Group“ besteht aus kohleführenden Sedimenten und wurde im Paläozoikum (Perm) in einem flachen Becken mit möglicher Verbindung zum westlichen Meer (südatlantischer Ozean) abgelagert.

Die Ablagerungen können in drei Einheiten aufgeteilt werden. Über der „Dwyka Group“ lagern Flachwasser – Sedimente. Darüber sind Sandsteine zu finden, die möglicherweise in einem Delta abgelagert worden. Über dieser Einheit lagert noch eine kohleführende Einheit, die durch Aggradation in einem Delta abgelagert wurde. Hierbei wurde im Überflutungsbereich Torf akkumuliert.

2.4.2.3 „Beaufort Group“

Die Bildung der „Beaufort Group“ erfolgte im Paläozoikum und Mesozoikum in der Zeit von Perm bis Trias. Zu ihr gehört die Tlhabala Formation. Sie besteht aus Tonstein und lagert über der kohleführenden Schicht der „Ecca Group“. Die Tlhabala Formation ist im Südwesten und Nordwesten der Kalahari zu finden und beißt im Süden der Makgadikgadi Pfanne aus, ist aber in vielen Bohrungen nicht anzutreffen.

2.4.2.4 „Lebung Group“

Die Sedimente der „Lebung Group“ sind, zusammen mit der „Stormberg Group“, die jüngsten Ablagerungen der „Karoo Supergroup“ und besonders im Becken der zentralen Kalahari ausgeprägt. Sie bestehen aus massiven, rötlichen Sandsteinen – in Botswana als Ntane Sandstein bezeichnet – und weisen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 100 m auf. Darunter lagern die Ton- und Siltsteine der Mosolotsane Formation. Die Ablagerung erfolgte in der mittleren bis späten Trias. Der Sandstein ist im Süden des Ngami Beckens sowie dort, wo die vulkanischen Gesteine der „Stormberg Group“ fehlen, gut aufgeschlossen. In der zentralen Kalahari wird die „Lebung Group“ größtenteils von den Sedimenten der „Kalahari Beds“ überlagert.

2.4.2.5 „Stormberg Group“

Die über der „Lebung Group“ lagernde „Stormberg Group“ ist die jüngste der „Karoo Supergroup“ und wurde im Mesozoikum (Trias) gebildet. Sie sind durch vulkanische Aktivität entstanden und bestehen aus Basalt. Der Basalt ist besonders im östlichen Teil der zentralen Kalahari zu finden und lagert meist unter den Sedimenten der „Kalahari Beds“. In der Makgadikgadi Pfanne ist der Basalt in der Region um Letlhakane und Orapa aufgeschlossen. Dieser kann eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erreichen. Da die Basaltströme vermutlich ein altes, existierendes Relief begraben haben, kommt es in Verbindung mit Horst- und Grabenstrukturen sowie Staffelbrüchen immer wieder zu Fenstern, in denen die „Lebung Group“ direkt unter den „Kalahari Beds“ erbohrt wird.

2.4.3 „Dolerite Dykes“

„Dolerite Dykes“ sind in vielen Teilen der Kalahari zu finden. Sie sind sowohl in die präkambrischen Gesteine als auch in die Ablagerungen der „Karoo Supergroup“ eingeschnitten. Auch Lagergänge parallel zur Schichtung, so genannte „Sills“, sind im Südwesten der Kalahari vorzufinden.

Die „Dykes“ verlaufen vom Osten Botswanas in NW – SE´ Richtung durch das Okavango Delta und die Makgadikgadi Pfanne und kommen hierbei besonders häufig in einem ca. 100 km breiten Schwarm („Dyke swarm“) vor (Abbildung 2-5 oder 12-1).

Die Entstehung der „Dykes“ geht auf tektonische Aktivitäten zurück und wurde auf den frühen bis mittleren Jura datiert.

Zudem wurden bei Orapa sowie im Südwesten der Kalahari wirtschaftlich interessante „Kimberlit Pipes“ in den „Dykes“ gebildet. Eine „Kimberlit Pipe“ bei Orapa wurde auf die frühe Kreide datiert (93,1 Ma).

2.4.4 „Kalahari Beds“

Die Ablagerungen der „Kalahari Beds“ gehören zur „Kalahari Group“. Die frühesten Ablagerungen stammen aus dem Mesozoikum (Kreide). Die meisten Sedimente wurden im Känozoikum abgelagert, wobei die lokale Ablagerung und Wiederaufarbeitung von Sedimenten findet bis heute statt.

Die Mächtigkeit der „Kalahari Beds“ schwankt zwischen etwa 300 m im Norden Namibias (inkl. Etosha Pfanne) und im Okavango Graben (Abbildung 2-6), 200 m in der südlichen Kalahari und weniger als 50 m im Osten und an den Rändern der Kalahari.

Die „Kalahari Beds“ bestehen aus Konglomeraten und Kies, Mergel, Sandstein, alluvialen und lakustrinen Ablagerungen, dem Kalahari Sand und „Duricrusts“.

Die Konglomerate und Kiese sind vereinzelt an der Basis der „Kalahari Beds“ mit einer tonigen, kalkigen oder auch silikatischen Matrix abgelagert. Die Zusammensetzung, Verfestigung und Mächtigkeiten dieser Ablagerungen variieren stark. Die Mächtigkeiten reichen von nur wenigen cm bis zu über 90 m im südöstlichen Namibia. Über die Verteilung der Konglomerate und Kiese in Botswana ist wenig bekannt.

Mergel ist besonders in den südwestlichen Gebieten der Kalahari zu finden und kann, sofern keine Konglomerate und Kiese vorhanden sind, die Basis der „Kalahari Beds“ bilden. Die Ablagerungen sind feinkörnig, homogen und massiv und erreichen Mächtigkeiten von bis zu 100 m.

Der Sandstein ist über die Verbreitung der Kalahari unterschiedlich ausgeprägt und kann aufgrund der Diagenese und Zementation von unkosolidierten Ablagerungen oft den „Duricrusts“ zugeordnet werden.

Alluviale und limnische Ablagerungen kommen besonders in den Sümpfen des Okavango-Zambezi-Gebietes und den Seebecken (Makgadikgadi Pfanne, Ngami- und Mababe Becken) der zentralen Kalahari vor und sind oberflächlich aufgeschlossen. Alluviale Ablagerungen sind auch in Trockentälern der zentralen Kalahari und in Verbindung mit Flüssen in der nördlichen Kalahari zu finden. Limnische Ablagerungen können auch in einigen Pfannen, besonders im südlichen Botswana und westlichen Sambia, vorkommen.

Die alluvialen und limnischen Ablagerungen bestehen aus Silt und Ton. In den limnischen Ablagerungen sind zudem auch Evaporite (Makgadikgadi Pfanne) sowie Kalahari Sand anzutreffen. Auch Ablagerungen von Diatomeen und Muschelschichten sowie „Duricrusts“ können vorkommen. „Duricrusts“ und Muschelschichten treten besonders in Verbindung mit Strandwällen auf. Im Okavango Delta erreichen die alluvialen Ablagerungen bis zu 300 m Mächtigkeit.

Der Kalahari Sand ist weit verbreitet und zu einem großen Anteil äolischer Herkunft. Die Zusammensetzung, Mächtigkeit und das Alter variieren stark. Der Hauptbestandteil des Kalahari Sandes ist Quarz (bis zu mehr als 90 Gew%). Die restliche, mineralogische Zusammensetzung ist jeweils abhängig von den lokal anstehenden Gesteinen. Die Mächtigkeit kann zwischen einigen 10er m bis zu 200 – 300 m liegen. Die Ablagerung des Kalahari Sandes fand vermutlich im Känozoikum zwischen dem Miozän und dem späten Pliozän oder frühen Pleistozän statt.

„Duricrusts“ entstehen bei terrestrischen Prozessen in der Verwitterungszone. Hier reichern sich Eisen (als „Ferricrete“), Aluminium Sesquioxide (als „Alcrete“), Silicium (als „Silcrete“) oder Kalziumkarbonat (als „Calcrete“) in dem Ausgangssubstrat an und sind abhängig von der Niederschlagsverteilung. So kommt in der nördlichen Kalahari hauptsächlich „Ferricrete“ vor sowie in der zentralen Kalahari „Silcrete“ und „Calcrete“. Sie werden in der kapillaren Zone ausgefällt. Welche Art von „Duricrusts“ gebildet wird, ist von der Grundwasserchemie abhängig. „Duricrusts“ kommen besonders in Pfannen und Entwässerungszonen vor. Hierbei ist „Calcrete“ besonders häufig in den Randzonen der Pfannen, bestimmten Horizonten der „Kalahari Beds“ und Entwässerungszonen aufzufinden. In dem früheren Okavango – Makgadikgadi - Seesystem sind „Calcretes“ gut ausgeprägt. Diese „Calcretes“ weisen eine Mächtigkeit von bis zu 10 m auf. In der Sua Pfanne sind „Calcretes“ an den Randzonen und zudem „Silcretes“ an der Oberfläche aufgeschlossen.

Die Datierung von „Duricrusts“ ist schwierig. „Silcrete“ – Datierungen sind bisher nicht bekannt. Ein Teil der in den „Kalahari Beds“ vorhandenen „Calcretes“ konnte mit Hilfe der Radiokarbon (^{14}C) – Datierung auf jünger als 40.000 Jahre bestimmt werden (siehe Kapitel 6.5). Älteren „Calcretes“ wird aufgrund von paläoklimatischen Annahmen eine Entstehung im Pliozän zugeordnet.

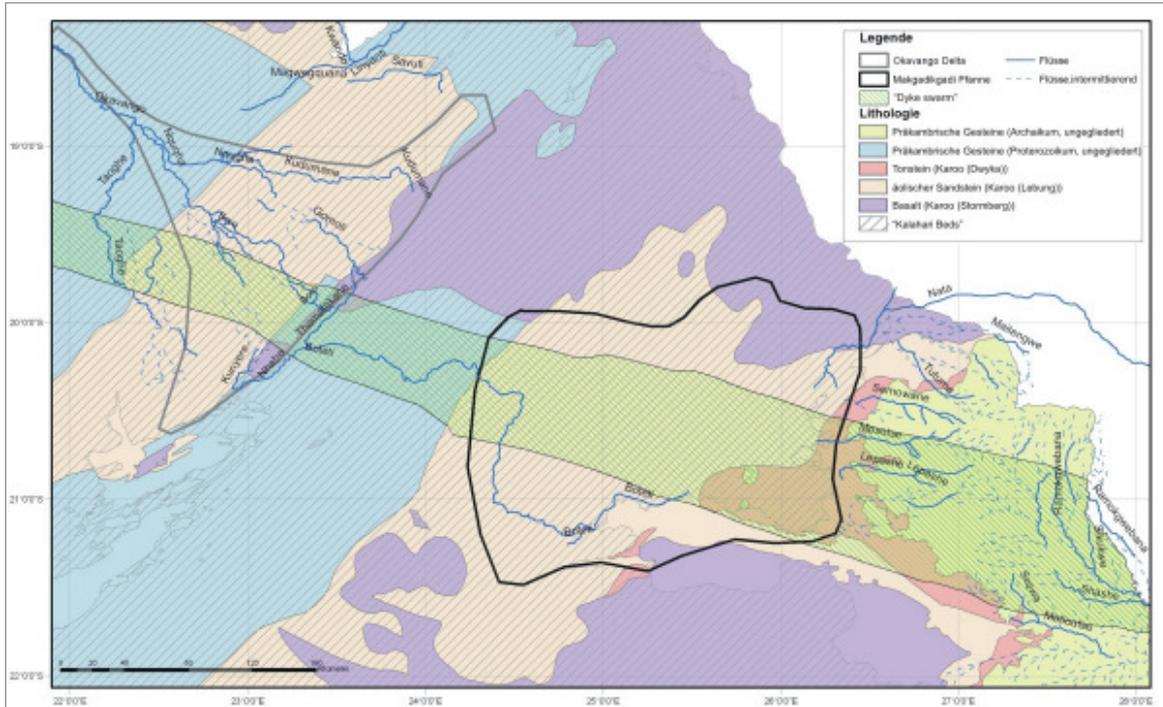


Abbildung 2-5: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (s. auch Anhang 1, Abbildung 12-1). Digitalisiert nach: Machacha&Mortimer (1984).

2.4.5 Strukturgeologie/Tektonik

Das Kalahari Becken, in dem die Sedimente der „Kalahari Group“ abgelagert wurden, ist durch das Auseinanderdriften des Superkontinents Gondwana vor etwa 200 Millionen Jahren am Ende der Trias und Anfang des Jura entstanden (THOMAS&SHAW 1991).

Im Untersuchungsgebiet verlaufen die Hauptrichtungen der Störungszonen mit bis zu 2 km breiten Verwerfungen von WNW nach ESE sowie von NE nach SW (Abbildung 2-6). Einige Störungen verlaufen auch in NE – S' Richtung, wodurch Horst- und Grabenstrukturen und Staffelbrüche (antithetische Kippschollen) unterschiedlicher Breite und vertikaler Versätze entstehen. Erstere Störungsrichtung ist mit dem „Dyke swarm“ verbunden, der das gesamte Untersuchungsgebiet durchzieht und möglicherweise eine nicht richtig ausgebildete Spreizungsachse von Gondwana sein könnte. In NE' Richtung verlaufen zwei große Seismizitätsachsen: die durch die Makgadikgadi Pfanne verlaufende Kalahari – Zimbabwe – Achse (Kalahari – Seismizitäts – Achse) und eine 150 km breite, vermutlich zum Ostafrikanischen Riftsystem gehörende Grabenstruktur (Okavango Graben). Dieser wird durch die Gomare – Störung im NW und den Thamalakane- und Kunyere – Störungen im SE begrenzt. Auf dem Graben liegt das Okavango Delta (COOKE 1984; GREY&COOKE 1977).

Im Neogen wurde das Untersuchungsgebiet weiterhin stark durch tektonische Aktivität geprägt. Dieses wird näher in Kapitel 8.1 beschrieben.

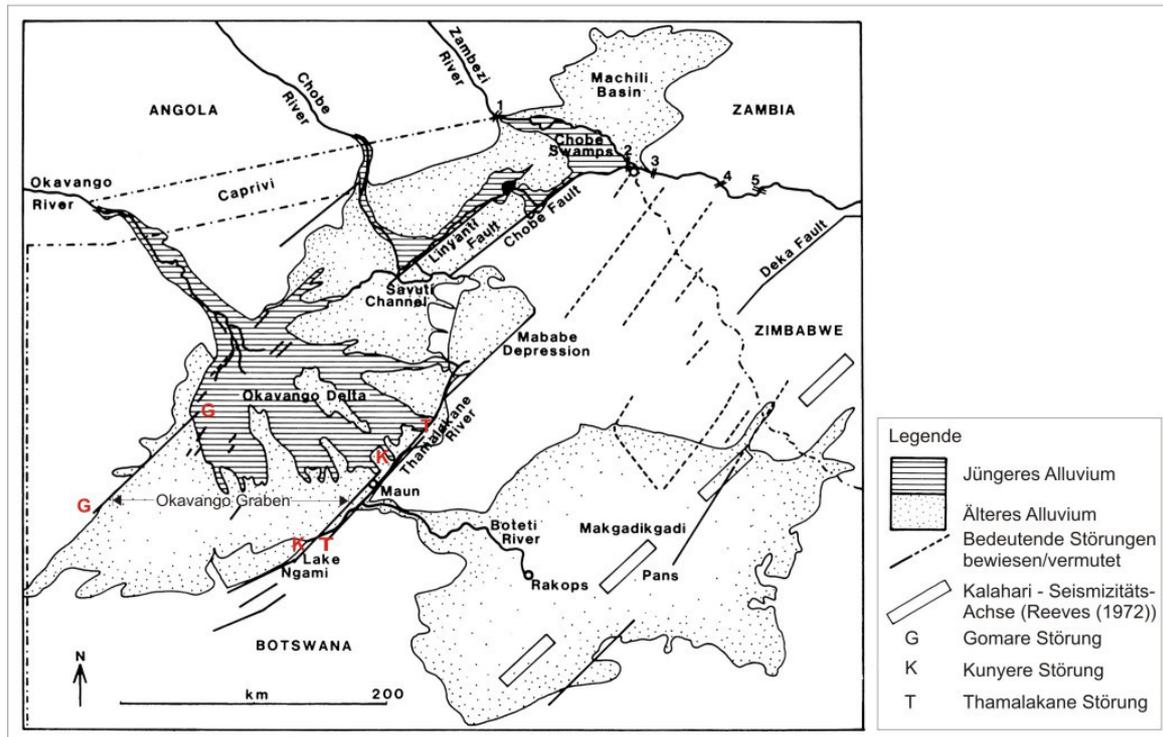


Abbildung 2-6: Störungen im Untersuchungsgebiet. Verändert nach: Nugent (1990).

2.5 Hydrogeologie

2.5.1 Hydrostratigraphische Einheiten

Um Rückschlüsse auf (paläo-)hydrogeologische Bedingungen ziehen zu können, ist die Lithologie von großer Wichtigkeit, da hierüber Werte wie Transmissivität und Speicherkoeffizient bestimmt werden. Die Grundwasserneubildung ist somit nicht nur von klimatischen Bedingungen sondern auch von der Lithologie abhängig. Grundwasser ist in der „Karoo Supergroup“ und den darunter liegenden präkambrischen Gesteinen zu finden.

Der wichtigste Grundwasserleiter ist der homogene, meist fein-, aber auch mittel- bis grobkörnige Sandstein der Ntane Formation („Lebung Group“). Dieser kann auch geklüftet sein und weist somit eine „doppelte Porosität“ auf: als Poren- sowie Kluffgrundwasserleiter. Hierbei nehmen die Poren einen wichtigen Faktor bei der Speicherung von Wasser ein. Die Klüfte bestimmen zu einem großen Teil die Transmissivität und Ergiebigkeit des Aquifers. Pumpversuche bei Serowe ergaben eine Transmissivität von $2 - 9 \text{ m}^2/\text{d}$. Der Speicherkoeffizient wurde hier für gespannte und ungespannte Verhältnisse auf $1 \cdot 10^{-4}$ bis $9,8 \cdot 10^{-5}$ bestimmt (MAZOR&VERHAGEN et al. 1977; STADLER 2006; WELLFIELD 2000).

Der Ntane Sandstein wird von der Mosolotsane Formation („Lebung Group“) unterlagert, die aus schlecht durchlässigem Ton- und Siltstein besteht und somit insgesamt einen Grundwasserhemmer darstellt. Je nach lokaler lithologischer Zusammensetzung kann die Mosolotsane Formation jedoch auch größere Mengen an Wasser führen. Die Transmissivität liegt zwischen $1,38 - 6,14 \text{ m}^2/\text{d}$ (MAZOR&VERHAGEN et al. 1977; STADLER 2006).

Der Ntane Sandstein ist teilweise vom Basalt der „Stormberg Group“ überdeckt, der überwiegend undurchlässig ist und somit den Ntane Grundwasserleiter nach oben spannt. Zum Teil liegen artesisch gespannte Grundwasserverhältnisse vor. Jedoch gibt es in dem Basalt verwitterte oder gestörte Zonen, die eine hohe Wasserdurchlässigkeit aufweisen und eine hydraulische Verbindung zum Ntane Sandstein herstellen (MAZOR&VERHAGEN et al. 1977). Die Transmissivität des Basalts liegt zwischen 8 und 12 m²/d. Die hohe Transmissivität wird vermutlich von den Störungen verursacht. Der Speicherkoeffizient ist mit $6,9 \cdot 10^{-6}$ geringer als beim Ntane Sandstein. Dort, wo der Ntane Sandstein nur von den „Kalahari Beds“ überlagert wird oder an der Oberfläche ausbeißt, herrschen ungespannte Grundwasserverhältnisse (STADLER 2006; WELLFIELD 2000).

Die „Kalahari Beds“ haben aufgrund ihrer Zusammensetzung aus Sand und Sandsteinen eine hohe Porosität und können bei starken Regenfällen schnell mit Wasser angereichert werden. Die vorhandenen „Calcretes“ und „Silcretes“ können je nach Verwitterungsgrad die Wasserbewegung hemmen oder beschleunigen. Die „Kalahari Beds“ sind dennoch für die ökonomische Nutzung oft unbrauchbar, da in vielen Fällen keine längere Wasserspeicherung gewährleistet ist. Je nach Zusammensetzung und Mächtigkeit der Ablagerungen ist es zum Teil jedoch auch möglich, gute Grundwasserleiter auszubilden. Ein Beispiel hierfür ist das Okavango Delta (siehe Kapitel 2.5.2). Auch in großen Pfannen können gespannte Wasserkörper lokal angetroffen werden (DE VRIES&SELAOLO et al. 2000; STADLER 2006).

Inwieweit die „Dolerite Dykes“ als hydraulische Barriere wirken können, hängt von ihrer Zerklüftung und ihrer Mächtigkeit ab. Die Transmissivität liegt für einen kaum bis gar nicht geklüfteten „Dolerite Dyke“ bei 0,14 m²/d (STADLER 2006). Weitere Daten hierzu sind nicht vorhanden.

Bei den Werten zur Transmissivität und dem Speicherkoeffizienten ist zu beachten, dass diese aus Untersuchungen um Serowe und Letlhakane stammen, also südöstlich der Makgadikgadi Pfanne. Werte aus dem kompletten Untersuchungsgebiet liegen nicht vor.

Über die Zusammensetzung der Sedimente im Okavango Delta ist wenig bekannt, woraus folgt, dass die Größe und Ausdehnung von Grundwasser führenden und Grundwasser hemmenden Schichten ebenfalls unbekannt ist (MCCARTHY 2006).

2.5.2 Grundwasserspiegel/Grundwasserfließrichtung

Am Rand der Kalahari liegt der Grundwasserspiegel ungefähr 20 m unter der Oberfläche und fällt bis in die zentrale Kalahari bis auf etwa 100 m unter der Oberfläche ab. Bei Serowe steht das Grundwasser in 30 bis 100 m unter der Oberfläche an (WELLFIELD 2000).

Nach Stadler (2006) verläuft die Grundwasserfließrichtung im Gebiet bei Serowe (südöstlich der Makgadikgadi Pfanne) von ESE nach WNW und bei Orapa von SE nach NW. Vries&Selaolo et al. (2000) sprechen von einer Grundwasserfließrichtung von einem SW des Untersuchungsgebietes gelegenen Gebiet nach NE in die Makgadikgadi Pfanne, die

aufgrund ihrer Höhenlage eine Senke bildet. Das Grundwasser steht hier nahe der Geländeoberkante an. Die Kalahari bildet ein geschlossenes Becken mit internem Grundwasser – Fließsystem. Bohrdaten um Letlhakane und Orapa, die in Kapitel 6.6 eingehender bearbeitet werden, zeigen, dass dort eine Wasserscheide vorliegt und das Grundwasser von dort nach N, W sowie SW fließt. Generell ist erkennbar, dass die Makgadikgadi Pfanne eine überregionale Vorflut bildet.

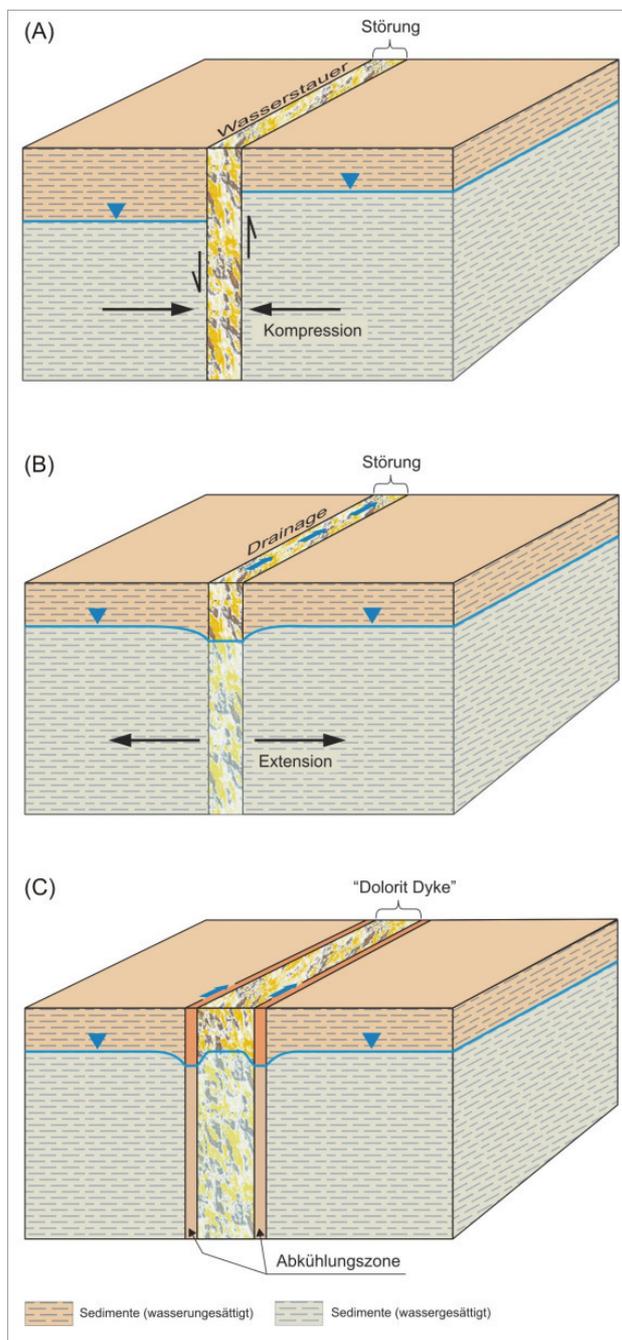


Abbildung 2-7: Beeinflussung des Grundwassers durch (A) „Dolerite Dykes“, (B) Störungszonen, auf die tektonische Extension wirkt und (C) Störungszonen, auf die tektonische Kompression wirkt.

Beachtet werden müssen zudem die im Untersuchungsgebiet verlaufenden Störungszonen (siehe Kapitel 2.4.5 bzw. 8.1). Bei tektonischer Extension können sie als Drainageschiene wirken. Wenn auf die Störungszone tektonische Kompression ausgeübt wird, kann sie Grundwasser stauende Eigenschaften aufweisen (Abbildung 2-7 A und B). Da die Hauptfließrichtungen des Wassers entlang der Hauptstörungszonen von SW nach NE und bei Serowe von WNW nach ESE verlaufen, wirken die Störungen meistens als Drainageschiene. Weiterhin können die „Dolerite Dykes“ hydraulisch isolierte Bereiche quer zu ihrer Ausbreitungsrichtung hervorrufen. Hier kann Wasser nur in der Abkühlungszone am Rand entlang der Ausbreitungsrichtung der „Dykes“ oder innerhalb von Klüften in den „Dykes“ weitergeleitet werden (Abbildung 2-7 C) (WELLFIELD 2000).

Im Okavango Delta befindet sich in den bis zu 300 m mächtigen „Kalahari Beds“ ein großes Grundwasserreservoir mit einem Volumen von etwa 500 km³ (McCARTHY 2006; WILSON&DINCER 1976). Der Grundwasserspiegel steht im aktiven, immer gefluteten Teil des Deltas

oberflächlich an und fällt zu den Rändern des Deltas auf bis zu 40 m unter der Oberfläche ab. Der hydraulische Gradient verläuft im Westen des Deltas relativ steil und ist nach S – SW gerichtet (MCCARTHY 2006). Eine Verbindung des Grundwassers im Okavango Delta und anderen Grundwässern der Kalahari ist nicht bekannt (WILSON&DINCER 1976). Auch Isotopenanalysen zeigen, dass es anscheinend keinen regionalen Abfluss gibt. Möglicherweise ist ein Abfluss in Grundwasserleitern über das stark zerklüftete Grundgebirge gegeben, jedoch ist auch hier nicht bekannt wohin (MCCARTHY 2006).

Das Okavango Delta ist heute an seiner Basis durch eine Störung abgeschnitten, wodurch die gesamte oberflächliche Entwässerung über den Thamalakane und den Kunyere in SW' Richtung verläuft. Der Thamalakane kann, besonders in der Überflutungszeit, Wasser in den Boteti transportieren, wodurch ein Überfluss in die Makgadikgadi Pfanne entstehen kann (COOKE 1980).

Auf frühere Grundwasserspiegel wird in Kapitel 6.6.4 eingegangen.

2.5.3 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung findet in der Kalahari hauptsächlich bei Starkregenereignissen statt und liegt zwischen 1 und 10 mm/a (BÄUMLE 2002; STADLER 2006). De Vries (1984) und de Vries&Selaolo (2000) geben als durchschnittlichen Wert für die Grundwasserneubildung in der Kalahari 1,2 mm/a und weniger an.

Es ist bekannt, dass die Grundwasserneubildung der tieferen Aquifere entlang der östlichen Ränder der Kalahari und am Ghanzi Ridge stattfindet. Aufgrund geringer Bedeckung mit den „Kalahari Beds“ kann das Wasser hier schnell infiltriert werden (DE VRIES 1984).

Die Abnahme der Grundwasserneubildung zur Mitte der Kalahari hin kann unter anderem durch abnehmende Niederschlagsmengen vom Rand zur Mitte der Kalahari erklärt werden. Weniger als 1% des Niederschlags trägt zur Grundwasserneubildung bei, da der größte Teil durch Evapotranspiration verloren geht (DE VRIES&SELAOLO et al. 2000). Die Höhe der Evapotranspiration ist sowohl vom Bewuchs als auch vom anstehenden Gestein abhängig. Sie ist auf Basalt niedrig, auf bewachsenen Sandflächen hoch (WELLFIELD 2000). Die Makgadikgadi Pfanne stellt ein Gebiet der Grundwasserzehrung dar (SCHWIEDE 2007).

Die Hauptquelle für die Grundwasserneubildung im Okavango Delta ist das Oberflächenwasser der Sümpfe, bestehend aus dem Wassereintrag des Okavangos von durchschnittlich 10 km³/a und dem Niederschlag von etwa 6 km³/a. Obwohl hiervon während der saisonalen Überflutung 80 – 90% in den Boden versickern und der Grundwasserspiegel bis nahe der Oberfläche ansteigt, trägt nur ein kleiner Teil zur Grundwasserneubildung bei. Der größte Teil (96%) geht durch Evapotranspiration verloren (MCCARTHY 2006). Daraus folgt, dass ca. 0,5 km³/a effektiv zur Grundwasserneubildung beitragen können.

2.6 Bodenkundlicher Überblick

Die Bodenkarte (Abbildung 2-8) zeigt, dass der am weitesten verbreitete Bodentyp im Untersuchungsgebiet der Arenosol ist, der sich auf dem Kalahari Sand entwickelt hat und somit hauptsächlich aus Feinsand besteht (SCHWIEDE 2007; THOMAS&SHAW 1991).

Die Makgadikgadi Pfanne ist in den Sua- und der Ntwetwe Pfannen mit Solonchak, einem Salzboden, bedeckt. Als weiterer Salzboden ist südwestlich der Ntwetwe Pfanne Solonetz zu finden (DE WIT&KGATLWANE 1990).

Zudem kommen schluffige bis feinsandige Calcisole, vorwiegend kiesige bis steinige Leptosole und im Süden der Sua Pfanne Regosole vor. Regosole sind schwach entwickelte Böden aus kalkarmem oder kalkfreiem Lockergestein (FAO 2006). In der Makgadikgadi Pfanne ist oft Calcisol gebildet worden. Gelegentlich kommt auch aus alluvialen Ablagerungen gebildeter Fluvisol sowie Regosol und Leptosol vor (DE WIT&KGATLWANE 1990).

Östlich der Makgadikgadi Pfanne hat sich auf dem unterlagernden Festgestein Regosol, tonhaltiger Cambisol, Calcisol sowie toniger Lixisol gebildet (DE WIT&KGATLWANE 1990; FAO 2006).

Im Gebiet des Okavango Deltas kommen Fluvisole, Luvisole und aus alluvialen Ablagerungen bestehende, meistens mit Grundwasser gesättigte Gleysole vor. An den Ausläufern der wasserführenden Arme ist gelegentlich humusreicher, verbraunter Phaenozem entwickelt. Der überflutete Bereich wird durch Sümpfe bedeckt (DE WIT&KGATLWANE 1990; FAO 2006).

Im Ngami Becken sind Calcisol und Regosol vorzufinden. Im Mababe Becken hat sich hauptsächlich mergeliger Chernozem entwickelt (DE WIT&KGATLWANE 1990; FAO 2006).

Weiterhin sind zum Teil „Calcretes“, „Silcretes“ und „Ferricretes“ vorzufinden. Besonders dort, wo der Kalahari Sand nur dünn abgelagert ist, z.B. an Pfannenrändern, wurden „Calcretes“ abgelagert (THOMAS&SHAW 1991). Diese sind aufgrund ihrer Entstehung (s. Kapitel 6.3) Hinweise auf das Vorhandensein von Wasser an den Pfannenrändern und können somit auf einen See hindeuten.

2.6.1 Infiltrationsvermögen der Böden

Im Folgenden sollen die fünf in der Makgadikgadi Pfanne und dem Okavango Delta am häufigsten vertretenen Bodentypen in Hinblick auf Wasserleitfähigkeit beschrieben werden. Es ist jedoch zu beachten, dass nur allgemeine Aussagen getroffen werden können, da im Rahmen dieser Arbeit keine Untersuchungen vor Ort durchgeführt wurden und hierüber auch nur sehr wenig Literatur vorhanden ist.

Eine Einteilung der Böden nach ihrem Infiltrationsvermögen in mehrere Kategorien erfolgt in Kapitel 8.4.

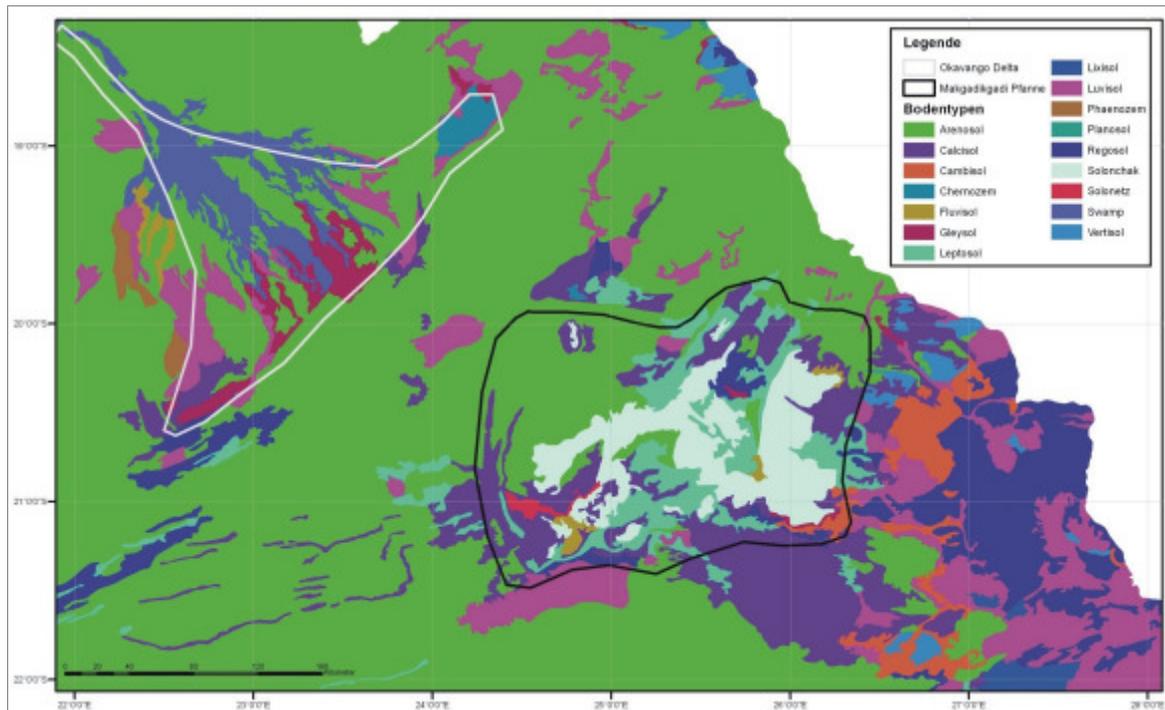


Abbildung 2-8: Bodenkundliche Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (siehe auch Anhang 1, Abbildung 12-2). Digitalisiert nach: de Wit&Kgatlwane (1990).

2.6.1.1 Arenosol

Arenosole sind sandige, grobkörnige Böden. Das Profil ist schlecht entwickelt, Horizonte sind nur schlecht ausgebildet. Hohe Evaporationsraten führen oft zu hohen Salzgehalten. Der pH-Wert ist gemäßigtsauer. Aufgrund hoher Infiltrationsraten, die durch die sandige Textur begünstigt werden, kann man von einer guten bis sehr hohen Wasserleitfähigkeit ausgehen. Aus der Wasserspannungskurve (Abbildung 2-9) ist ersichtlich, dass bei einem Sandboden der überwiegende Teil des Wassers als Sickerwasser in das unterlagernde Gestein geleitet werden kann. Oberflächenabfluss von Niederschlägen findet daher nur geringfügig statt. Jedoch wird der meiste Niederschlag durch die Vegetation abgefangen (FAO 2006; SCHWIEDE 2007).

2.6.1.2 Luvisol

Luvisole sind tonige Böden. Der Ton lagert sich hauptsächlich in den unteren Bodenschichten ab (FAO 2006). Aufgrund des hohen Tonanteils ist eine schlechte Wasserdurchlässigkeit zu erwarten.

2.6.1.3 Calcisol

Der Calcisol ist ein schluffig bis feinsandiger, lehmiger Boden, der mit Kalk oder Gips angereichert ist, wobei sich der Kalk bis hin zu „Calcrete“ ausbilden kann. Der Kalk kann sekundär eingelagert sein. Unter ariden Klimabedingungen kann er durch Niederschlag antransportiert worden sein. Aufgrund der Zusammensetzung ist eine mäßig bis gute Wasserdurchlässigkeit zu erwarten (SCHEFFER&SCHACHTSCHABEL 2002).

2.6.1.4 Leptosol

Leptosole sind gering mächtige Böden, die hohe Kies- und Steinanteile enthalten und deshalb sehr hohe Wasserdurchlässigkeiten aufweisen können (FAO 2006).

2.6.1.5 Solonchak

Dieser Bodentyp wird auf Sedimenten, die in sehr ruhigem Wasser abgelagert werden, gebildet und enthält schluffige Lehme bis reine Tone. Aufgrund der hohen Tongehalte sind beim Solonchak geringere Durchlässigkeiten auf als benachbarte Arenosole und Regosole zu erwarten. Jedoch weisen Tone und Schluffe aufgrund ihrer Korngröße eine hohe Wasserspeicherkapazität auf. Wie aus der Wasserspannungskurve (Abbildung 2-9) erkennbar ist, bleibt der meiste Teil des Wassers als Haftwasser in den Poren (SCHEFFER&SCHACHTSCHABEL 2002; SCHWIEDE 2007).

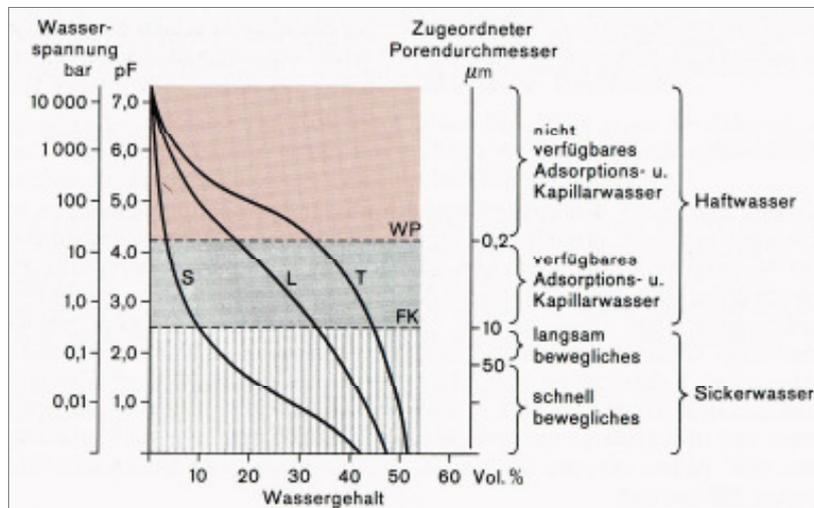


Abbildung 2-9: Wasserspannungskurve eines Sandbodens (S), eines Lehmbodens (L) und eines Tonbodens (T). FK entspricht der Feldkapazität und WP dem permanenten Welkepunkt. Aus: Schroeder&Blum (1992).

3. Datengrundlage und Arbeitsmethoden

Für die Bearbeitung des Themas stehen Literaturdaten, Karten, Bohrungen sowie Satellitenbilder zur Verfügung. Für die Auswertung der Daten wird ESRI® ArcGIS Version 9.2, Global Mapper® Version 8.03, Surfer® Version 8 und *Google Earth™ Kartenservice* Version 4.2 genutzt.

3.1 Erarbeitung und Einsatz digitaler Daten in ESRI® ArcGIS

Zur Erarbeitung der Seestadien sollen verschiedene digitale Daten sowie Angaben aus der Literatur eingesetzt werden. Zur Erzeugung der digitalen Daten war daher im Vorfeld die Arbeit mit der Software ESRI® ArcGIS nötig.

Da bisher keine digitalen Karten von Botswana verfügbar waren, wurden eine Geologische Karte und eine Bodenkundliche Karte (beide im Maßstab 1:1.000.000) gescannt. Mit Hilfe von ESRI® ArcMap wurden die Karten georeferenziert und in einem Ausschnitt (ca. 21° - 28° E, 18 - 22° S) über dem Untersuchungsgebiet digitalisiert. Zusätzlich zur Lithologie und den Bodentypen wurden Störungen, Flüsse, ehemalige Flusstäler sowie „Dolerite Dykes“ digitalisiert und stehen als „shapefiles“ zur Verfügung. Bei der Digitalisierung der Lithologie sowie der Bodentypen wurden diese, wie in Kapitel 3.1.1 und 3.1.2 beschrieben, zu sinnvollen Einheiten zusammen gefasst.

3.1.1 Einteilung der lithologischen Einheiten im GIS

Die Lithologie des Untersuchungsgebietes wurde zu sechs Einheiten zusammen gefasst (Abbildung 2-5). Hierbei wurden hydrostratigraphische Einheiten gebildet, die die hydrogeologischen Verhältnisse wiedergeben.

- Die „Karoo Supergroup“ bildet drei Einheiten. Hierbei wurde jeweils dem Basalt der „Stormberg Group“, dem Sandstein (Ntane Sandstein) der „Lebung Group“ und dem Tonstein der „Dwyka Group“ eine Einheit zugeordnet, da jeweils unterschiedliche hydrogeologische Eigenschaften zu erwarten sind. Während der Sandstein einen guten Aquifer mit guten Durchlässigkeiten und gutem Speichervermögen erwarten lässt, ist bei dem Basalt und dem Tonstein vorwiegend eine stauende Eigenschaft zu erwarten. Der Basalt kann im Gegensatz zum Tonstein jedoch auch Grundwasser führen bzw. über Klüfte in den Untergrund ableiten (s. Kapitel 2.5.1).
- Proterozoische Gesteine bilden eine weitere Einheit. Diese bestehen aus feldspatreichem Sandstein, Schiefer, Quarzit sowie Kalkstein oder aus porphyrischer, felsischer Lava, in die Sandstein oder tuffreiche Sedimente eingeschaltet sind. Die hydrogeologischen Eigenschaften können sowohl wasserstauend (Lava, Quarzit) als auch wasserleitend (Sandstein, Kalkstein) sein.
- Die „Kalahari Beds“ wurden ebenfalls zu einer Einheit zusammen gefasst.

- Weiterhin stehen im Untersuchungsgebiet noch präkambrische Gesteine aus dem Archaikum an. Diese wurden ebenfalls zu einer Einheit zusammengefasst, da für das kristalline Gestein überwiegend wasserstauende Eigenschaften zu erwarten sind und Wasser wahrscheinlich nur über Klüfte in den Untergrund geleitet werden kann.
- In der geologischen Karte sind zudem die „Dolerite Dykes“ aufgeführt, da sie eine wichtige hydrogeologische Rolle spielen können (s. Kapitel 2.5.2).

3.1.2 Einteilung der Bodentypen im GIS

Die Einteilung der Böden, z. B. Arenosol, wurde aus der Bodenkarte übernommen. Jedoch wurden die Einheiten nicht in Untereinheiten wie z. B. gleyischer Arenosol unterteilt.

3.1.3 Erarbeitung der Seestadien im GIS (Methodik)

Für die Bearbeitung der Seestadien im GIS wurde zunächst mit Hilfe des Global Mappers® ein digitales Geländemodell (DGM) erstellt (Abbildung 3-1). Die Datengrundlage hierfür waren SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) – Daten (Version 2)² mit einer Auflösung von ca. 90 m Kantenlänge pro Pixel, die im Jahr 2000 von der NASA aufgenommen wurden. Diese stehen kostenlos im Internet zur Verfügung. SRTM – Daten enthalten Höheninformationen, so dass sie für die Erstellung von digitalen Geländemodellen verwendet werden können. Allerdings muss hierbei beachtet werden, dass der relative Fehler der Höheninformationen bei etwa 20 m liegen kann.

Für das DGM des Untersuchungsgebietes wurden Szenen im Bereich von 18° - 22° S und 22° - 26° E verwendet. Um einen Überblick über die Verteilung des Sees bzw. mehrerer Seen im Untersuchungsgebiet zu bekommen, wurde das DGM im Bereich von 890 m bis 945 m NN eingefärbt.

Um die aus Literaturdaten bekannten Seestadien sichtbar zu machen, wurden mit Global Mapper® die Höhenlinien der Seestadien berechnet und als „shapefile“ ausgegeben. Dadurch erhält man einen relativ genauen Verlauf der Seeausbreitung.

Damit die hierdurch gewonnen Informationen gemeinsam mit den Daten, die in ESRI® ArcGIS vorliegen, bearbeitet werden können, wurde das DGM als „Arc ASCII Grid“ aus Global Mapper® exportiert und in das GIS importiert. Hierbei bleiben die Höheninformationen erhalten. Ebenso wurden die Höhenlinien als „shapefiles“ exportiert und in das GIS eingefügt. Die Daten bleiben somit georeferenziert.

Für die weitere Bearbeitung der Seestadien wurden die Höhenlinien in ESRI® ArcMap interpoliert. Aufgrund einer sehr flachen Topographie gibt es Bereiche, in denen keine eindeutige Höhenlinie berechnet werden konnte. Hier zeigte sich vielmehr eine weitläufige Verteilung einer Höhe. Diese Bereiche wurden großflächig erfasst und schraffiert dargestellt (Abbildung 4-4).

² Internet – Quelle 1, siehe Literaturangaben (Kapitel 11).

Um zeigen zu können, welcher Bereich im Untersuchungsgebiet heute noch mit Wasser gefüllt wird, wurde dieser mit Hilfe von *Google Earth™ Kartenservice* bestimmt.

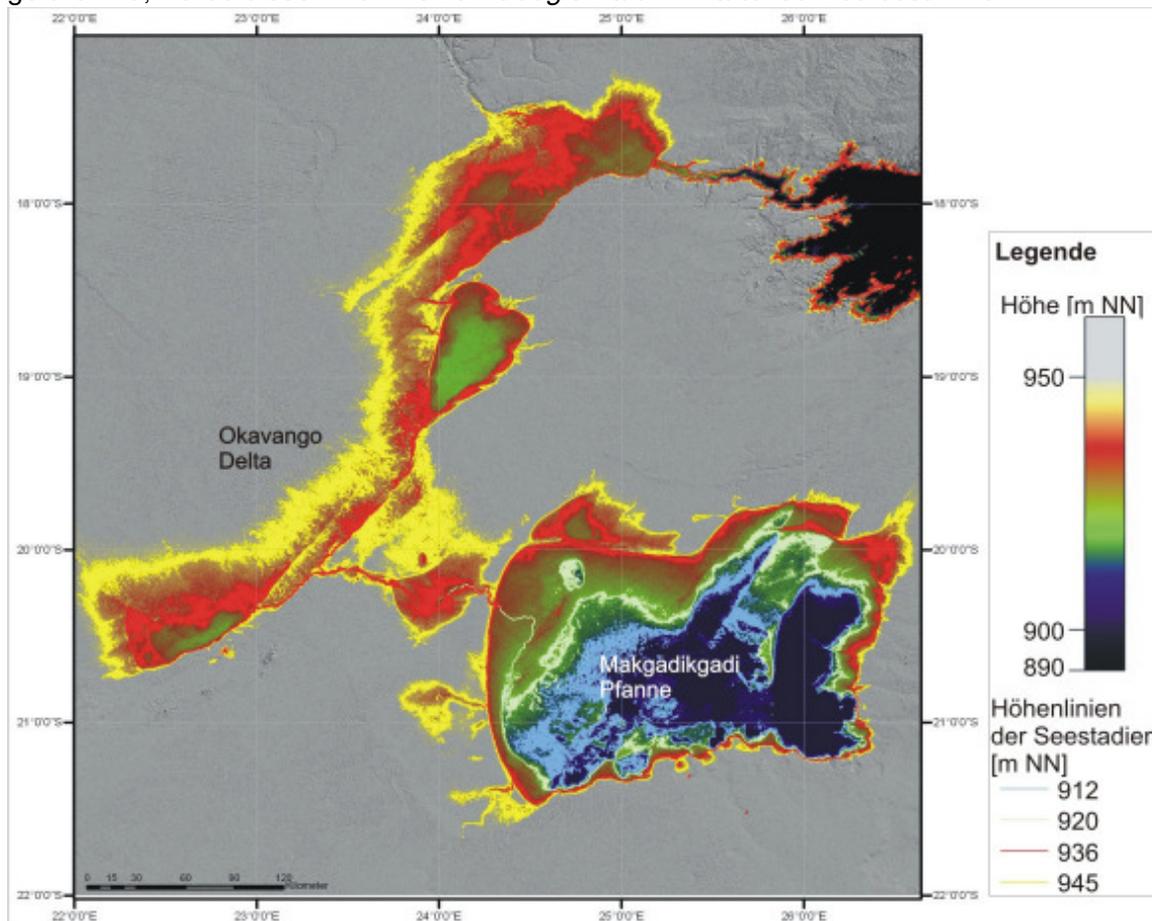


Abbildung 3-1: Digitales Geländemodell (DGM) mit den berechneten Höhenlinien der Seestadien im Untersuchungsgebiet (basierend auf SRTM – Daten, Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) (s. auch Anhang 2, Abbildung 12-5).

3.1.4 Externe Daten

Zusätzlich zu den selbst digitalisierten Daten wurden Daten in Form von „shapefiles“ zur Verfügung gestellt, die durch die Firma *FFM Botswana (PTY) LTD.* erstellt wurden. Diese Daten umfassen Höhenlinien (10 m Abstand), Farmen, Zäune, „Dykes“, Störungen, Lithologie, Scherzonen, Bezirksgrenzen, Flüsse, Straßen, Ortschaften und Wasserkörper.

3.2 Satellitenbildauswertung Landsat TM 5 (Methodik)

Um die Daten, die mit Hilfe der Literaturstudie gewonnen werden, zu verifizieren bzw. zu ergänzen, soll versucht werden, auf Satellitenbildern Strandwälle der Seestadien zu erfassen. Hierfür werden Bilder des Satelliten Landsat TM (Thematic Mapper) 5³ der NASA mit einer Auflösung von 30 m Kantenlänge pro Pixel genutzt (BELZ 2000). Es wurden diese

³ Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11).

Satellitenbilder ausgewählt, da sie eine sehr gute räumliche und spektrale Auflösung und die besten Bedingungen für eine geologische Auswertung bieten (SCHÄFFER 1998).

Die Daten werden kostenlos vom GLCF (Global Land Cover Facility, Universität von Maryland) via Internet zur Verfügung gestellt. Die einzelnen Szenen (185 km x 185 km) sind in „Path“ (von Osten nach Westen, Nummer 001 bis 233) und „Row“ (von Norden nach Süden) eingeteilt (LILLESAND, KIEFER 1994). Path und Row der gewünschten Szenen können mit Hilfe spezieller Karten bestimmt werden. Die für das Untersuchungsgebiet benötigten Szenen sind in Tabelle 3-1 aufgeführt. Hieraus ist ebenfalls das Aufnahmedatum ersichtlich.

Tabelle 3-1: Path/Row und Aufnahmedatum der genutzten Landsat TM 5 Szenen (Internet - Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)).

Path/Row	Datum
172/74	01.03.2001
172/75	24.06.1991
173/74	09.04.1990
173/75	11.03.1991
174/73	16.04.1990
174/74	16.04.1990
174/75	02.05.1990
175/73	09.03.1991
175/74	27.03.1992

Die Landsat TM 5 Bilder werden in 7 spektralen Kanälen aufgezeichnet. Kanal 1 bis 3 wird im Spektrum des sichtbaren Lichts (450 – 690 nm), Kanal 4, 5 und 7 im Bereich des infraroten Spektrums (760 – 235 nm) und Kanal 6 im thermalen Infrarotbereich aufgenommen (Abbildung 3-2). Jeder Kanal weist bestimmte Eigenschaften bezüglich der Reflexion und Absorption des Lichtes von der Erdoberfläche bzw. bestimmter Materialien innerhalb seines Spektralbereichs auf, die im Folgenden beschrieben werden sollen (BELZ 2000; GUPTA 2003; LILLESAND, KIEFER 1994; SCHÄFFER 1998).

- Kanal 1 wird Licht der Wellenlänge 450 – 520 nm aufgenommen. Dies entspricht im sichtbaren Licht der Farbe Blau (Abbildung 3-2). Dieses Licht wird von glänzenden, dichten Oberflächen reflektiert und von dem grünen Chlorophyll der Pflanzen absorbiert. Kanal 1 eignet sich also besonders gut zur Darstellung von klarem Wasser sowie der Unterscheidung von Boden und Vegetation.
- Kanal 2 nimmt grünes Licht im sichtbaren Wellenlängenbereich von 520 – 600 nm von Oberflächen mit einer hohen Albedo, z.B. von Tonmineralen, auf. Vegetation kann gut erkannt werden. Auch sedimentbeladenes Wasser ist deutlich sichtbar. Absorbiert wird

das Licht von Fe^{2+} und/oder Fe^{3+} , das in Mineralen, Gesteinen und Böden vorhanden sein kann.

- Kanal 3 nimmt rotes sichtbares Licht (630 – 690 nm) auf. Besonders gute Reflexion erfolgt durch trockene, abgestorbene Vegetation. Absorption findet durch Chlorophyll statt. Dieser Kanal kann somit gut für die Unterscheidung von Vegetation genutzt werden.

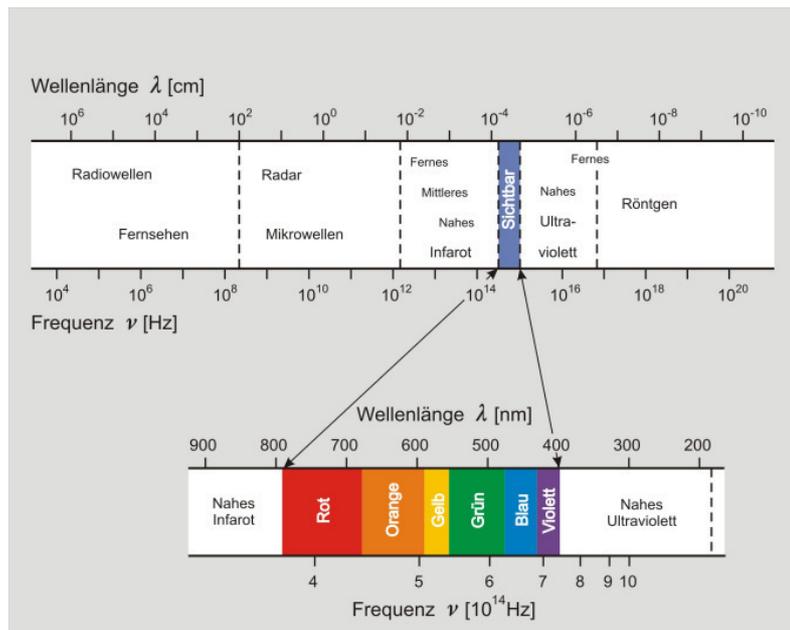


Abbildung 3-2: Elektromagnetisches Spektrum. Verändert nach: Gupta (2003).

- Kanal 4 wird im nahen Infrarotbereich mit 760 – 900 nm aufgenommen. Hierbei erfolgt eine hohe Reflexion durch Chlorophyll und eine mäßige Reflexion von Ton. Fe^{2+} und/oder Fe^{3+} absorbiert das Licht. Somit eignet sich dieser Kanal gut für die Untersuchung eines Gebietes hinsichtlich Vegetation.
- Kanal 5 zeichnet Licht im mittleren Infrarotbereich von 1.550 – 1.250 nm auf. Das Licht wird durch Eisen (Fe^{2+} , Fe^{3+}) und Glimmer reflektiert. Kanal 5 ist geeignet für die Darstellung von Boden- und Vegetationsfeuchtigkeit.
- Kanal 6 wird in einem thermalen Infrarot-Band (1.040 – 1.250 nm) aufgenommen, wobei der von der Oberfläche abgegebene Anteil infraroter Strahlung gemessen wird. Er wird zur Beobachtung von Temperaturänderungen und deren Auswirkung genutzt und ist daher für die visuelle Auswertung der Satellitenbilder nicht geeignet.
- Kanal 7 nimmt Licht im Wellenlängenbereich von 2.080 – 2.350 nm (mittleres Infrarot) auf. Er dient aufgrund seiner Absorption durch Tonminerale wie Kaolinit und Montmorillonit, Gips, Chlorit und Halit sowie seiner Reflexion durch Fe^{2+} und/oder Fe^{3+} zur Unterscheidung von Mineralen und Gesteinen.

Bei der Betrachtung eines einzelnen Kanals erscheint ein schwarz – weißes Bild. Hierbei wird Reflexion in weiß, Absorption in schwarz abgebildet. Je stärker also die Reflexion, umso heller wird ein Bereich des Bildes. Für die multispektrale Auswertung der Satellitenbilder können die einzelnen Kanäle mit unterschiedlichen Farbmodellen, in diesem Fall RGB (Rot - Grün - Blau), dargestellt werden. Das reflektierte Licht wird, je nachdem, mit welchem Filter – Rot, Grün oder Blau – man einen Kanal kombiniert, in der entsprechenden Farbe des

Filters dargestellt. Durch Zusammenfügen der einzelnen Kanäle mit dem jeweiligen Filter entsteht ein mehrfarbiges Bild (GUPTA 2003). Die Kanäle wurden mit der Software ESRI® ArcGIS (ArcMap) sowie ERDAS® Imagine zusammen gesetzt.

Eine häufig genutzte Darstellung ist die Kombination der Kanäle 7 – 4 – 1, wobei 7 in rot, 4 in grün und 1 in blau gezeigt wird. Dadurch erreicht man eine sogenannte Falschfarbendarstellung (Anhang 2, Abbildung 12-4). Sie eignet sich besonders zur Untersuchung von Vegetation, Tonmineralen und Evaporiten und wurde daher für die Auswertung von Bodentypen bzw. Oberflächenbeschaffenheiten genutzt.

Um eine naturgemäße Darstellung der Farben (Realfarben) zu erhalten (Anhang 2, Abbildung 12-3), sind die Kanäle 3 in rot, 2 in grün und 1 in blau zu kombinieren (LILLESAND, KIEFER 1994). Hierbei werden die Farben so dargestellt, wie das menschliche Auge sie sieht.

Für die Auswertung der Satellitenbilder wurden die Szenen in ESRI® ArcMap eingeladen. Die Kombination der Kanäle 3 (rot), 2 (grün) und 1 (blau) erwies sich für die Interpretation in Bezug auf Strandwälle als besonders gut geeignet. Da die Satellitenbilder ein Gebiet aus der Vogelperspektive zeigen, sind von den Strandwällen hier nur die Rücken (das Top) erkennbar.

Zur Unterstützung der Auswertung der Landsat TM 5 – Aufnahmen wird die Software *Google Earth™ Kartenservice* eingesetzt. Hierin werden teilweise die Bilder des Satelliten Landsat 7 mit einer Auflösung von 15 m pro Pixel verwendet, teilweise sogar mit 0,6 m Kantenlänge pro Pixel noch hochauflösendere Bilder des Satelliten Quick Bird der Firma *DigitalGlobe*. Somit wird eine genauere Betrachtung der Strandwälle als mit den Landsat TM 5 Szenen möglich. Zusätzlich verfügt *Google Earth™ Kartenservice* über eine 3D-Ansicht, die sich insbesondere für die Identifizierung von Strandwällen als sehr nützlich erwiesen hat. Weiterhin konnten sowohl *Google Earth™ Kartenservice* als auch die SRTM – Daten zur Ermittlung der Höhen der Strandwälle genutzt werden, wodurch eine Zuordnung zu den unterschiedlichen Seestadien möglich wurde.

Um die Strandwälle digital verfügbar zu machen, wurden sie in Form eines „shapefiles“ in ESRI® ArcMap erfasst.

So konnten zahlreiche Strandwälle mit den dazugehörigen Seestadien identifiziert werden, welche in Kapitel 5 erläutert werden.

3.3 Koordinatensysteme

Den analogen Karten wurden bei der Digitalisierung Geographische Koordinaten mit Ellipsoid WGS84 zugewiesen. Auch verwendete SRTM – Daten liegen in diesem Koordinatensystem vor. WGS84 ist ein dreidimensionales Bezugssystem. Es dient dazu, ein Gebiet möglichst genau an die tatsächliche Oberfläche der Erde anzupassen und ist für die gesamte Erde gültig. Die Koordinaten werden metrisch in geographischer Länge und

Breite angegeben und beziehen sich auf den Nullmeridian von Greenwich sowie den Äquator (FLACKE, KRAUS 2003).

Die verwendeten Satellitenbilder (Landsat TM 5) und Bohrdaten liegen in UTM (Universal Transversal Merkator) Koordinaten mit Ellipsoid WGS84 (Zone 35S) vor. Das UTM System ist zwischen dem 180. Längengrad Ost und dem 180. Längengrad West in 6° breite Zonen eingeteilt, die mit N (North) und E (East) bezeichnet werden (Wikipedia, Die freie Enzyklopädie⁴, FLACKE, KRAUS 2003).

Für die Verwendung der Daten in ESRI® ArcGIS ist keine Transformation auf ein einheitliches Koordinatensystem nötig, da ArcGIS diese automatisch („on the fly“) ausführt.

⁴ Internet – Quelle 3, siehe Literaturangaben (Kapitel 11).

4. Seestadien

4.1 Allgemeines

4.1.1 Heutige und frühere Sedimentationssysteme

In ariden und semiariden, aber auch in humiden Gebieten kommt es in der Regel zur Ausbildung typischer Sedimentationssysteme. Hierzu gehören alluviale Fächer (Schwemmfächer), zeitweise Wasserläufe und Dünen sowie in trockenen Gebieten Sabkhas und Playas. In humiden Gebieten können sich zudem Seen und Deltas bilden.

Wie aus zahlreicher Literatur bekannt ist und durch deutlich sichtbare Strandwälle belegt wird, müssen die Makgadikgadi Pfanne sowie der Okavango Graben früher teilweise und zeitweise durch einen großen, zusammenhängenden See bzw. mehrere Seen bedeckt gewesen sein. In Seen wird die Sedimentation durch physikalische, chemische oder biologische Prozesse bestimmt. Die Ablagerungen bestehen aus fein- und grobkörnigen Sedimenten, organischem Material sowie Evaporiten und sind abhängig von der Position innerhalb des Sees. Im Untersuchungsgebiet wurde das meiste über Flüsse antransportierte Sediment vermutlich bereits im Bereich des heutigen Okavango Deltas abgelagert. Daraus folgt, dass überwiegend feinkörniges Sediment in die Makgadikgadi Pfanne transportiert wurde. In einem See wird gröbkörniges Material im Allgemeinen an den Strandwällen, also im proximalen Bereich des Strandsaums, abgelagert. Im distalen Bereich des Strandsaums sedimentiert feinkörnigeres Material. Zudem ist die Art der Sedimentation von der Wassertiefe abhängig. Durch Austrocknung kann es infolge Konzentrationserhöhung der gelösten Substanzen zur Ausfällung von Evaporiten kommen, wie es die Sua und Ntwetwe Pfannen zeigen. Nach dem Trockenfallen eines Sees werden die limnischen Sedimente durch äolische Prozesse aufgearbeitet und es können Böden entwickelt werden (DANIELS&HAMMER 1992; SCHÄFER 2005). Die Seen bzw. deren Sedimente haben somit möglicherweise auch Einfluss auf die Bodenbildung genommen.

Unter bestimmten Bedingungen können die trocken gefallen Seesedimente später ausgeblasen werden und charakteristische Deflationssenkungen hinterlassen.

Alluviale Fächer, zu denen das heutige Okavango Delta gehört, können sich in tektonisch gestörten Gebieten bilden. Sie entstehen, wenn die Fließgeschwindigkeit eines sedimentbeladenen Flusses plötzlich durch einen Abfall der Geländeneigung reduziert wird. Das Sediment wird in alluvialen Fächern hauptsächlich durch Schichtfluten, Schlamm- und Schuttströme („debris flows“) transportiert (Abbildung 4-1). In tieferen Bereichen können auch Turbiditströme vorkommen. Der Okavango bringt jährlich 170.000 t Bodenfracht, 39.000 t Suspensionsfracht und 380.000 t gelöste Substanzen in das Delta. Die Sedimentation von klastischen Sedimenten findet im oberen Teil des permanenten Feuchtgebietes statt, feineres Sediment in Suspension und chemische Sedimente gelangen

in den unteren Teil des permanenten Feuchtgebietes (DANIELS&HAMMER 1992; HIPONDOKA 2005; MCCARTHY 2006; PROTHERO&SCHWAB 2004; SCHÄFER 2005).

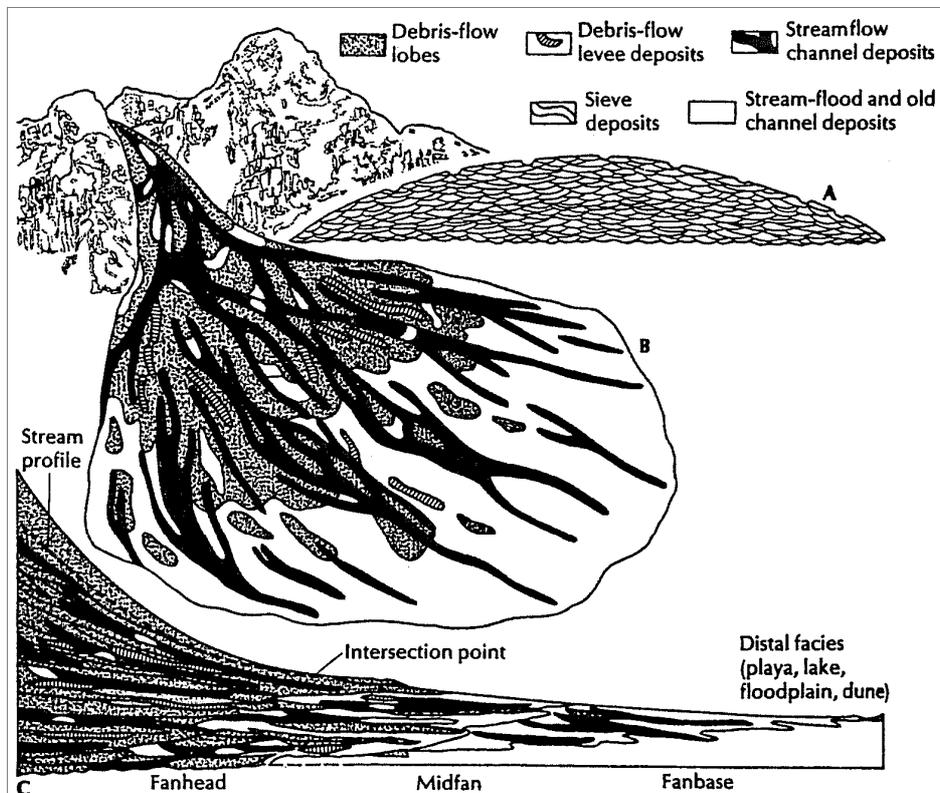


Abbildung 4-1: Sedimentationseintrag in einen alluvialen Fächer.(A) Querschnitt durch den Fächer, (B) Oberfläche des Fächers und (C) Längsschnitt durch den Fächer. Aus: Prothero&Schwab (2004).

Im Allgemeinen schließt im distalen Bereich eines alluvialen Fächers eine Salztonebene mit einem Endsee, auch als Playa bezeichnet, an (Abbildung 4-2). Playas sind abflusslose Seebecken, die aufgrund starker Evaporation und schneller Infiltration nach starken Regenfällen kurzzeitig mit Wasser gefüllt sein können. Die Playa nimmt die gesamte Sedimentfracht der in sie fließenden Gewässer auf und besteht daher meist aus feinkörnigen und tonreichen Sedimenten. Durch anhaltende Evaporation kommt es zur Ausfällung und Anreicherung gelöster Salze auf der Oberfläche. Aufgrund dieser Eigenschaften ist eine Playa im Allgemeinen an aride Klimate gebunden (Lexikon der Geowissenschaften⁵). Betrachtet man das Untersuchungsgebiet, so erkennt man, dass die Makgadikgadi Pfanne, insbesondere die Sua und Ntwetwe Pfannen, heute als Playas bezeichnet werden können. Der frühere See hat sich in ein zuvor beschriebenes Sedimentationssystem aus alluvialen Fächer und Salztonebene mit einer Playa entwickelt hat.

⁵ Internet – Quelle 4, siehe Literaturangaben (Kapitel 11).

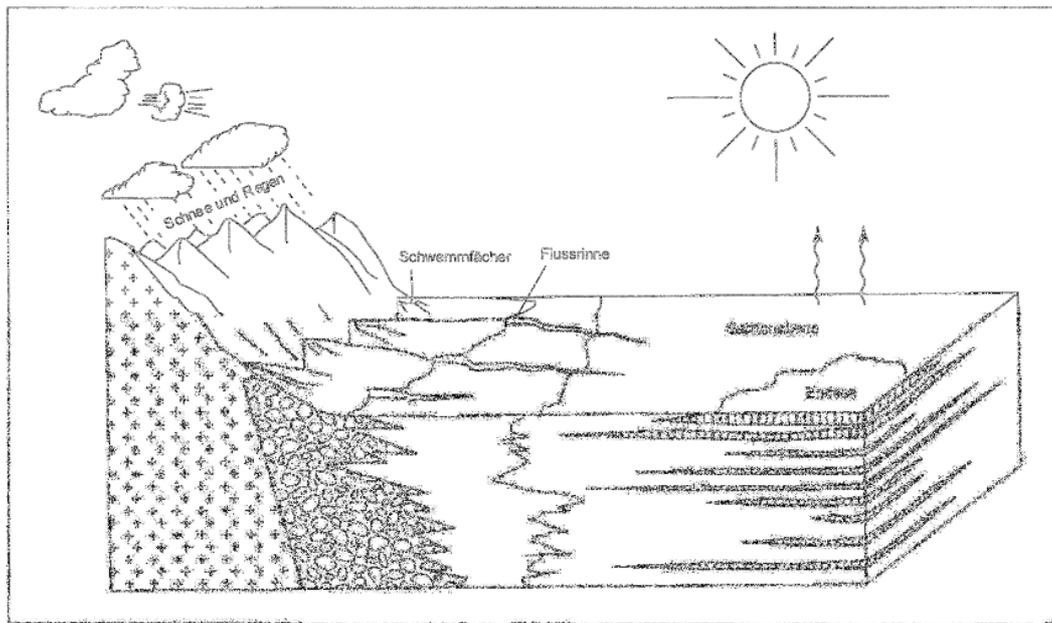


Abbildung 4-2: Aufbau eines Sedimentationssystems mit alluvialem Fächer und anschließender Salztonebene mit einem Endsee. Aus: Schäfer (2005).

4.1.2 Aufbau von Strandwällen und deren Entstehung

Das Wasser eines Sees wird durch Wind in Wellenbewegungen versetzt. Im Uferbereich laufen die Wellen auf den Strand auf und wieder ab. Hierbei wird Sediment transportiert und strandaufwärts am höchsten Punkt, den das Wasser erreicht, abgelagert (LESER 2003). Die Zusammensetzung der Sedimente ist von der Fracht der in den See fließenden Flüsse und der aufgearbeiteten Ablagerungen des Seebodens abhängig (DANIELS&HAMMER 1992). In den meisten Fällen bestehen sie aus Sand und Kies, gelegentlich auch aus Steinen. Beim Rücklauf der Wellen wird hauptsächlich gröberes Material zurück gelassen. Bei gleichbleibendem Wasserstand lagert sich mit der Zeit immer mehr Sediment ab und bildet schließlich den Strandwall. Dieser besteht vorwiegend aus grobem Sand, Kies und einzelnen Geröllen (LESER 2003). Somit kann ein Strandwall als Indiz für den höchsten Wasserstand genommen werden.

Strandwälle, die sich an Seeufern bilden, werden auch als nicht geschlossene („non - barred“) Strandwälle bezeichnet, die sich durch geringe Wellenenergie bilden. Bei anhaltender Sedimentanlieferung, stabilem Seespiegel und geringen Subsidenzraten werden die Strandwälle seewärts (progradierend) geformt (READING 1986), wodurch die Höhe des Strandwalls gleich bleibt. Somit können die Strandwälle eine größere Ausdehnung erreichen und zeigen damit über längere Zeiträume stabile Seespiegel an. Mit Hilfe von *Google Earth™ Kartenservice* kann die Breite der im Untersuchungsgebiet vorhandenen Strandwälle ausgemessen werden. Hierbei ergaben sich Werte von bis zu mehreren 100 m. Der aus mehreren Seestadien bestehende Gidikwe Ridge weist sogar eine Breite von ca. 4 km auf.

Die Strandwälle um die Makgadikgadi Pfanne, besonders im Süden und im Westen, bestehen aus einer Zusammensetzung aus Sand und Kies (COOKE 1984).

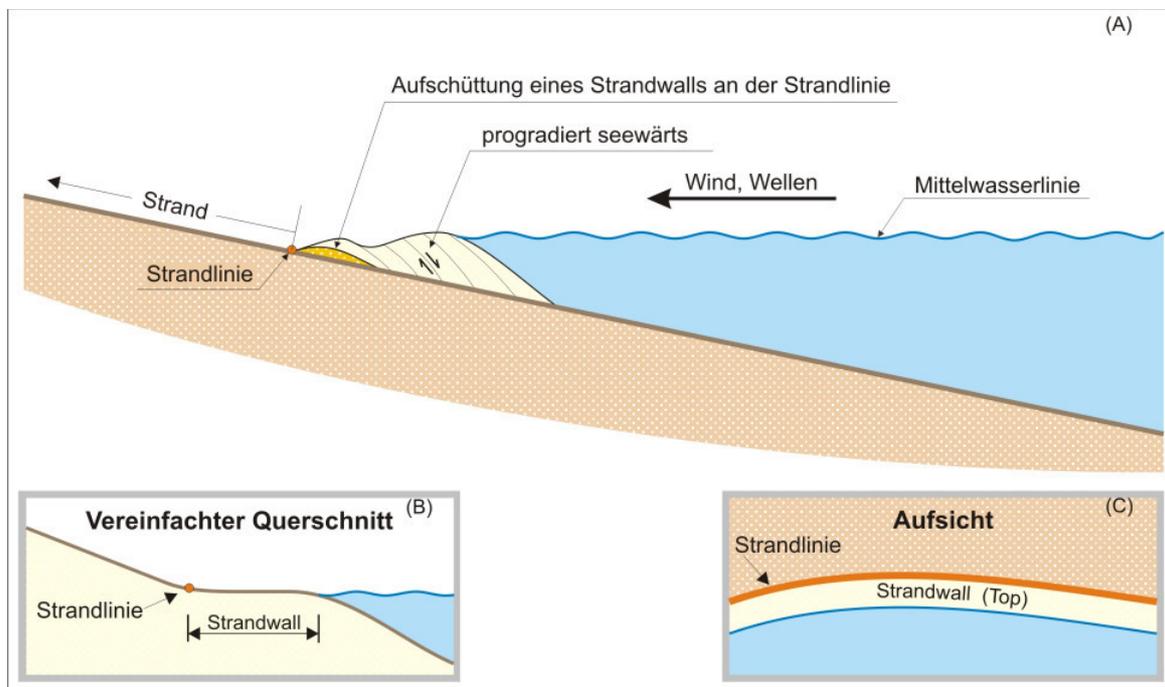


Abbildung 4-3: (A) Entstehung eines Strandwalls (Querschnitt), (B) vereinfachter Querschnitt und (C) Aufsicht auf einen Strandwall. Verändert nach: Baumhauer (2006) und Leser (2003).

4.2 Literaturstudie zur Ausbreitung des Sees

Alle Seen der Makgadikgadi Pfanne und des Okavango Deltas haben unterschiedlich gut erhaltene Strandwälle hinterlassen, wodurch die Bestimmung der einzelnen Seestadien möglich ist.

Die größte Ausdehnung des Sees, in diesem Stadium als Lake Palaeo - Makgadikgadi bezeichnet, hat eine Höhe von 945 m NN erreicht und damit die Makgadikgadi Pfanne, den unteren Teil des Botetis sowie Gebiete südöstlich und nordwestlich des Okavango Deltas, inklusive der Ngami und Mababe Becken, bedeckt (SHAW 1988). Lake Palaeo - Makgadikgadi hat weiterhin die alluvialen Ebenen des Chobes und des Zambezi überflutet (SHAW 1988). Die Fläche des Sees belief sich auf 60.000 km² und die maximal erreichte Tiefe betrug 55 m in der Sua Pfanne (GREY&COOKE 1977; HEINE 1978). Von dem 945 m Stadium sind gut erhaltene, jedoch nicht komplette Küstenlinien rund um das gesamte Untersuchungsgebiet vorhanden (COOKE&VERSTAPPEN 1984; SHAW&COOKE 1986; SHAW&COOKE et al. 1988). Das Fehlen von Strandwällen kann mit bereits statt gefundener Aufarbeitung durch Erosion (z.B. Winderosion) erklärt werden.

Ein weiteres Stadium, bezeichnet als Lake Thamalakane, befand sich auf 936 m NN und überflutete den Thamalakane sowie die Ngami- und Mababe Becken. Die Ausdehnung erreichte 7.000 km². Es bestand ein Überlauf über den Boteti, so dass Wasser in die

Makgadikgadi Pfanne transportiert werden konnte (SHAW 1988; SHAW&COOKE 1986; THOMAS&SHAW 1991).

Im Westen der Makgadikgadi Pfanne befindet sich ein markanter, 200 km langer, N – S verlaufender Sandrücken, der Gidikwe Ridge. Dieser erhebt sich um etwa 10 bis 20 m über die flache Makgadikgadi Pfanne auf eine Höhe von bis zu 950 m NN (GREY&COOKE 1977). Die 945 m– und 936 m Stadien sind hier gut erhalten. Bei Moremaoto wird der Gidikwe Ridge von dem Boteti durchbrochen (COOKE&VERSTAPPEN 1984) .

Die westliche Grenze des Mababe Beckens wird durch einen 70 km langen Sandrücken gebildet, den Magikwe Ridge. In diesem sind die Strandlinien auf 945 m und 936 m NN gut erhalten (GREY&COOKE 1977; SHAW 1986).

Die im Westen besonders gut erhaltenen Strandwälle hängen vermutlich mit den damaligen aus Osten kommenden Winden und dadurch hervorgerufenen Wellen zusammen (COOKE&VERSTAPPEN 1984).

Weitere Strandwälle im Mababe Becken wurden in Verbindung mit Terrassen des Savutis und Mababes auf 930 m und 923 m NN gefunden (SHAW 1986).

In der Makgadikgadi Pfanne wurden Seestände von 920 m und 912 m NN erreicht. Von diesen Seestadien sind nahezu komplette Küstenlinien erhalten (GREY&COOKE 1977; SHAW&COOKE et al. 1988; THOMAS&SHAW 1991). Das 920 m Stadium ist auch an einigen Inseln innerhalb der Pfannen wiederzufinden. Dünenkomplexe im Osten und Nordosten der Makgadikgadi Pfanne weisen ebenfalls auf eine mögliche Küstenlinie auf 912 m NN hin (COOKE&VERSTAPPEN 1984).

Im Norden der Makgadikgadi Pfanne sind die Strandwälle weniger gut erhalten. Sie sind jedoch auf Satellitenbildern erkennbar (siehe Kapitel 5.1). Auf 920 m NN befindet sich eine gut ausgebildete Kiesterrasse (GREY&COOKE 1977).

In der Sua Pfanne wurden auf 908 m und 904 m NN Reste von Strandwällen gefunden, die jedoch nicht zusammenhängend erhalten sind (THOMAS&SHAW 1991). So liegt die Vermutung nahe, dass Restseen auf diesen Höhen vorhanden waren.

Im Folgenden sollen die durch Literatur gewonnenen Informationen in ein GIS überführt und mit dessen Hilfe ausgearbeitet werden. Zudem soll versucht werden, die Seestadien auf Satellitenbildern (Kapitel 5.1) zu identifizieren.

4.3 Erarbeitung der Seestadien in ESRI® ArcGIS auf der Grundlage der Literaturdaten (Ergebnisse)

In Abbildung 4-4 sind die verschiedenen Seestadien zu sehen. Als Hintergrund ist das in schwarz – weiss dargestellte DGM eingeblendet.

- Auf Abbildung 4-4(A) ist zu erkennen, dass bei dem höchsten Seestand auf 945 m NN Bereiche vor dem Okavango Delta und die Ngami– und Mababe Becken überflutet waren. Nur kleine Bereiche, hier in grün gekennzeichnet, treten als Inseln

aus dem See hervor. Auch nördlich des Mababe Beckens hat sich der See ausgebreitet und die Chobe- sowie Zambezi Ebenen überflutet. Im Übergangsbereich zwischen dem Okavango Delta und der Makgadikgadi Pfanne konnte das Wasser über den Boteti in die Makgadikgadi Pfanne fließen. Hier ist ersichtlich, dass auch Bereiche um den Boteti herum mit Wasser geflutet waren. Die Makgadikgadi Pfanne war komplett mit Wasser gefüllt.

- Lake Thamalakane bedeckte auf 936 m NN am Okavango Delta nur noch die Ngami- und Mababe Becken (Abbildung 4-4(B)). Ob es im Bereich des Chobes und des Zambezis noch zu Überflutungen kam, ist unklar, da in der Literatur darüber bisher keine Angaben zu finden sind. Während des 936 m Stadiums kann es durch einen Überlauf über den Boteti zur Überflutung der Makgadikgadi Pfanne auf 920 m NN gekommen sein.
- Wie die Verteilungen der Höhenlinien zeigen, war das 920 m Stadium (Abbildung 4-4 (C)) und das 912 m Stadium (Abbildung 4-4 (D)) nur noch in der Makgadikgadi Pfanne vorhanden. Während das 920 m Stadium noch etwas weiter westlich verbreitet war, füllte das 912 m Stadium nur noch die heute als Ntwetwe und Sua Pfannen bekannten Gebiete.
- Abbildung 4-4 (E) zeigt die südliche, heute noch mit Wasser gefüllte Hälfte der Sua Pfanne.
- In Abbildung 4-4 (F) sind alle Seestadien zusammen dargestellt. So wird sehr gut deutlich, wie sich der See vom 945 m Stadium bis heute verkleinert hat. Es ist auch ersichtlich, dass die Seegrenzen im Osten der Makgadikgadi Pfanne nah beieinander liegen. Die westlichen Grenzen liegen jedoch in den meisten Fällen weit voneinander entfernt. So wird erkenntlich, dass sich der See in Richtung Osten verkleinert hat, also in diese Richtung abgelaufen sein muss. In den folgenden Kapiteln soll versucht werden, die Gründe hierfür zu klären.
- Schraffiert dargestellte Bereiche stellen Gebiete dar, die großflächig auf der gleichen Höhe liegen. Eine genaue Aussage darüber, ob die Seestadien diese Flächen immer komplett geflutet haben, kann nicht gemacht werden. Jedoch ist es wahrscheinlich, dass sie nur periodisch überflutet wurden. Sie können vermutlich als eine Art Sumpf angesehen werden.

Im Folgenden soll versucht werden, die nun aus Literaturdaten bekannten und mit ESRI® ArcGIS ausgearbeiteten Seestadien mit Hilfe von Satellitenbildern zu verifizieren (Kapitel 5). Weiterhin soll in Kapitel 6.5.1 eine zeitliche Einordnung der Seestadien anhand der Datierung von „Calcretes“ erfolgen.

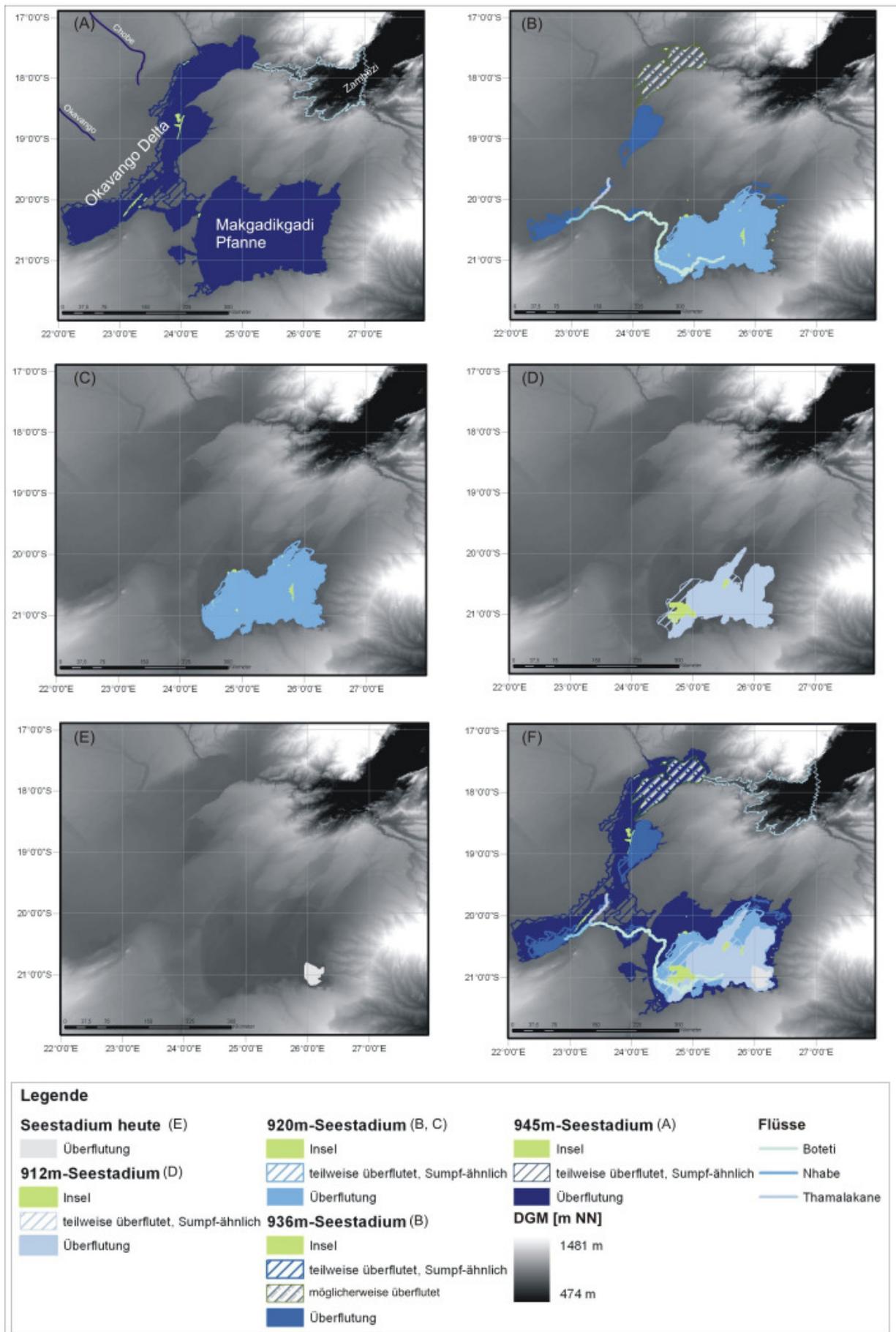


Abbildung 4-4: Ausbreitung der Seestadien. (A) 945 m Stadium, (B) 936 m Stadium mit Überfluss über den Boteti in die Makgadikgadi Pflanze und 920 m Stadium, (C) 920 m Stadium, (D) 912 m Stadium, (E) heutiger Restsee und (F) Darstellung aller Seestadien.

5. Satellitenbildauswertung

5.1 Identifizierung von Strandwällen und den dazugehörigen Seestadien

Im gesamten Bereich der Makgadikgadi Pfanne und auch am Okavango Delta (Ngami- und Mababe Becken) sind Strandwälle vorhanden. Die Satellitenbilder zeigen die Strandwälle in der Aufsicht (Abbildung 4-3 C). Diese sind durch meistens bogenartige, grün-bräunliche oder graue Linien auf den Satellitenbildern erkennbar. Die Farbe der Strandwälle kann auf das Vorhandensein von Vegetation zurück geführt werden.

An der östlichen sowie auch an der westlichen Seite der Sua Pfanne sind deutlich Strandwälle erkennbar. Die Strandwälle der östlichen Seite erreichen Höhen von 912 m, 920 m und 930 m NN. Auf der westlichen Seite ist ein Strandwall mit 912 m NN zu sehen. Somit wird ersichtlich, dass die Ausbreitungen der Seestadien auf der östlichen Seite sehr nah beieinander lagen. Die weitere Ausbreitung der Seen wurde hier wahrscheinlich durch das im Osten anstehende, präkambrische Festgestein (Abbildung 2-5) verhindert.

Auf diese Weise wurde im Untersuchungsgebiet eine Serie von Strandwällen identifiziert. Das Ergebnis ist in Abbildung 5-1 dargestellt.

Die unterschiedlichen Seestadien sind farblich dargestellt. Wenn in einem Strandwall sowohl das 936 m Stadium wie auch das 945 m Stadium belegt ist, wie es z.B. bei dem Gidikwe Ridge vorkommt, wurde die Linie mit „936945“ benannt.

Um die Darstellung zu vereinfachen, sind nur die Strandwälle unterschiedlich gekennzeichnet, die den vier bekannten Seestadien zugeordnet werden können. Strandwälle mit hiervon abweichenden Höhen wurden zusammen gefasst und sind unter der Kennung „all other values“ zu finden.

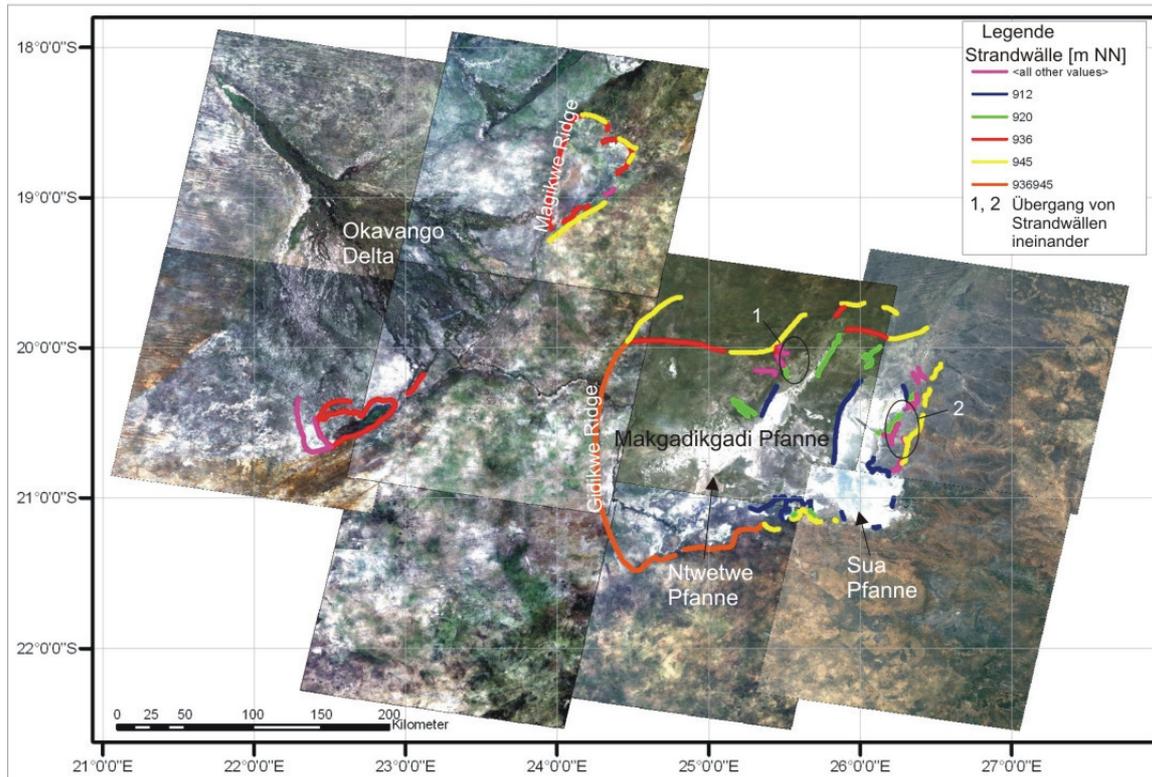


Abbildung 5-1: Darstellung der identifizierten Strandwälle auf den in Realfarben dargestellten Landsat TM 5 – Bildern (Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)).

Aus der Verteilung der Strandwälle wird deutlich, bis wohin die jeweiligen Seestadien vorgedrungen sind. Auch hier ist besonders gut zu erkennen, dass im Osten der Sua Pflanne die Seestadien nah beieinander lagen. Leider konnte von keinem Stadium ein geschlossener Strandwall gefunden werden. Dies liegt wahrscheinlich daran, dass diese bereits aufgearbeitet wurden und nicht mehr komplett erhalten oder aufgrund begrenzter Auflösung nicht auf den Satellitenbildern erkennbar sind.

Strandwälle des 912 m Stadiums sind rund um die Sua Pflanne sowie im Westen und Süden der Ntwetwe Pflanne zu finden.

Auch die Strandwälle des 920 m Stadiums befinden sich östlich der Sua Pflanne sowie westlich, nördlich und südlich der Ntwetwe Pflanne. Es sind, bis auf im Norden der Ntwetwe Pflanne, jeweils nur kleine Abschnitte der Strandwälle zu erkennen.

Im Norden sowie im Westen (Gidikwe Ridge) und Süden der Makgadikgadi Pflanne wurden Strandwälle auf 936 m NN gefunden. Aus der Literatur ist nur bekannt, dass im Gidikwe Ridge das 936 m Stadium zu finden ist. Möglicherweise sind diese Strandwälle Hinweise auf Stagnationen während der Seeausbreitung auf 945 m NN oder auf den Rückzug des 945 m Stadiums.

Weiterhin sind Strandwälle dieses Stadiums in den Ngami- und Mababe Becken zu finden. Im Ngami Becken kann das 936 m Stadium sogar geschlossen wiedergegeben werden. Das Mababe Becken weist einen langen Strandwall, den Magikwe Ridge, auf, der

sich an der kompletten Westseite des Beckens entlang erstreckt. Zu dem sind hier im Norden und Osten Strandwälle des 936 m Stadiums erkennbar.

Das 945 m Stadium konnte aufgrund von vorhandenen Strandwällen im Norden, Osten und Süden der Makgadikgadi Pfanne sowie im Norden und Südwesten des Mababe Beckens ausfindig gemacht werden. Im Norden des Mababe Beckens liegen das 936 m- und 945 m Stadium sehr nah zusammen. Im Westen der Makgadikgadi Pfanne stellt der Gidikwe Ridge einen großen Strandwall dieser Stadien dar, der auch im Süden der Makgadikgadi Pfanne von SW nach E fortgesetzt wird.

Im Bereich des Okavango Deltas war es nicht möglich, Strandwälle ausfindig zu machen. Hier findet eine fortlaufende Schüttung von Wasser und Sedimenten statt, so dass es nicht möglich ist, Strandwälle zu erhalten.

Die Auskartierung der Strandwälle macht deutlich, dass in einigen Fällen die Strandwälle nicht nur sehr nah beieinander liegen, sondern auch zum Teil ineinander übergehen. Im Norden der Makgadikgadi Pfanne erstreckt sich ein N – S verlaufender Strandwall (Abbildung 5-1, gekennzeichnet mit 1) von 920 m über 930 m auf 936 m NN. Auch im Osten der Sua Pfanne kann dieses beobachtet werden. Hier grenzt ein auf 920 m gelegener Strandwall direkt an einen Strandwall auf 930 m NN (Abbildung 5-1, gekennzeichnet mit Nummer 2). Somit wird deutlich, dass die Höhenlinien hier nah beieinander liegen.

Wichtig ist hier auch zu sagen, dass keine über 945 m NN gelegenen Strandwälle erkennbar waren. Somit ist die Wahrscheinlichkeit, dass der See sich auf über 945 m NN ausgebreitet hat, sehr gering.

Die Auskartierung der Strandwälle mit Hilfe der Fernerkundung zeigt, dass auf diesem Weg in relativ kurzer Zeit und geringem Kostenaufwand Hinweise auf frühere Seestände gefunden werden können. Mittels der georeferenzierten Satellitenbilder kann die Lage der Strandwälle sehr genau identifiziert werden. Zudem ist über *Google Earth™ Kartenservice* und SRTM - Daten eine Bestimmung der Höhenlage möglich, so dass einzelne Strandwälle den jeweiligen Seestadien zugeordnet werden können.

In Kapitel 7.1 soll versucht werden, die auf Satellitenbildern gefundenen Strandwälle mit den aus Literaturdaten bekannten Seestadien zu korrelieren. Hierfür sind weiterhin die in Kapitel 6.5 beschriebenen „Calcretes“ wichtig, da sie aufgrund ihrer Diagenese Hinweise auf frühere Seespiegel sind.

5.2 Auswertung hinsichtlich Bodentypen bzw. Oberflächenbeschaffenheiten

Um die Auswertung der Seestadien aufgrund des digitalen Geländemodells zu unterstützen oder zu vervollständigen, besonders dort, wo die SRTM – Daten ungenau werden und nur großflächige Bereiche einer Höhenlage zugeordnet werden können, kann es hilfreich sein, auch die Bodentypen bzw. die Oberflächenbeschaffenheiten über Landsat TM

5 Bilder auszukartieren. So kann möglicherweise eine genauere Abgrenzung der Seefläche erfolgen (siehe Kapitel 7.4).

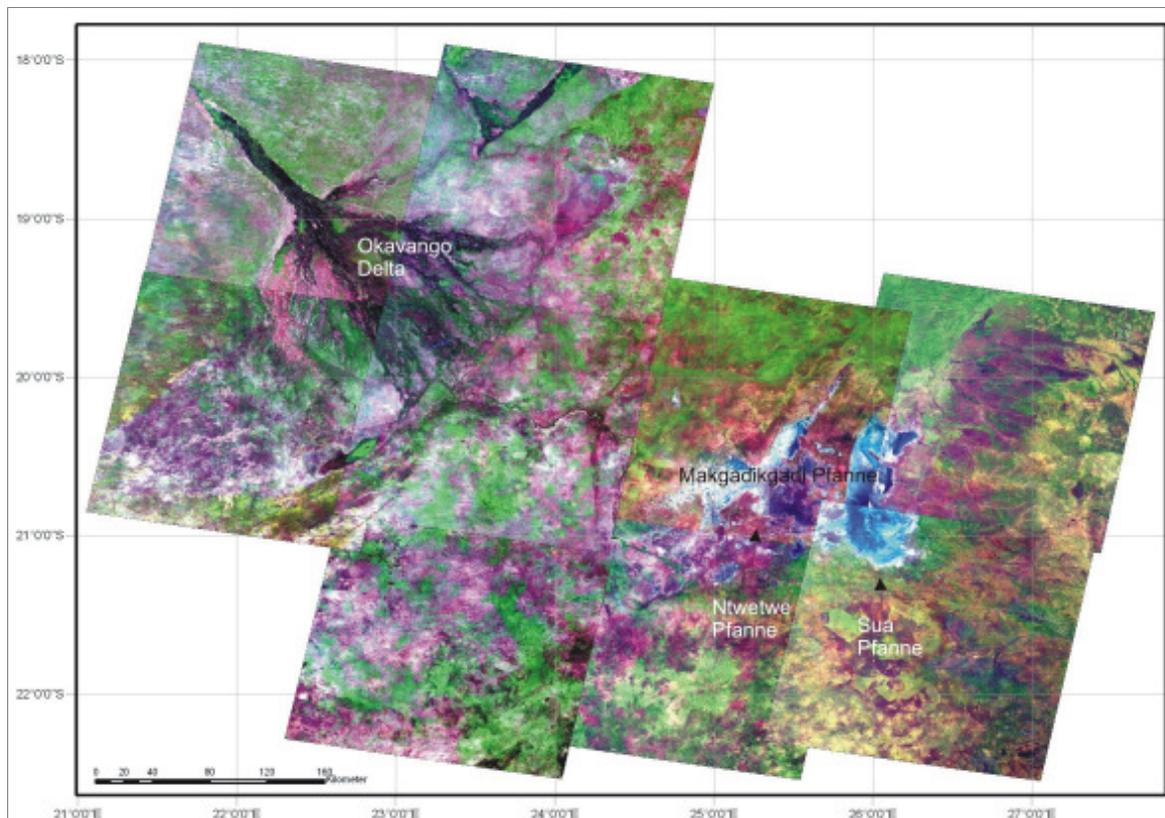


Abbildung 5-2: Falschfarbendarstellung der Landsat TM 5 Bilder (Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)). Kombination der Kanäle 7 (rot), 4 (grün) und 1 (blau) (siehe auch Anhang 2, Abbildung 12-4).

Durch die Kombination des siebten Kanals mit dem roten Filter wird infolge von Absorption durch Tonminerale (Kaolinit, Montmorillonit, Glimmer) und Evaporite (Halit, Gips, Kalzit) der Rotanteil in dem Bild reduziert und diese Flächen in blau (Cyan) dargestellt (SCHÄFFER 1998). Diese Färbung kann in der Sua Pflanne und Ntwetwe Pflanne beobachtet werden und wird durch den dort auf den Evaporiten gebildeten Solonchak verursacht. Diese Pfannen sowie auch kleinere in der Makgadikgadi Pflanne gelegene Pfannen weisen an den Rändern oft eine weiße Färbung auf. Im Westen der Ntwetwe Pflanne treten auch größere weiß eingefärbte Flächen auf. Weiß entsteht, wenn alle Kanäle stark und in einem ausgeglichenen Verhältnis reflektiert werden. Diese Eigenschaft zeigen Sande ohne Vegetationsbedeckung, da sie eine hohe Albedo haben. In den weiß eingefärbten Gebieten findet man auch immer wieder blau gefärbte Flächen, was darauf hindeutet, dass die Sandflächen auch von Evaporiten durchzogen sind.

Zudem sind rot bis violett gefärbte Flächen im gesamten Untersuchungsgebiet erkennbar. Diese werden durch eine hohe Reflexion von im Boden vorhandenem Fe^{2+} und Fe^{3+} in Kanal

7 sowie hohe Absorption in Kanal 4 und 1 hervor gerufen und können bebaute Flächen, abgebrannte oder abgestorbene Vegetation darstellen. Da die Besiedlungsdichte im Untersuchungsgebiet recht gering ist, kann man in den meisten Fällen von den letzteren Möglichkeiten ausgehen.

Vegetation wird durch die Kombination des vierten Kanals, der eine hohe Reflexion durch Chlorophyll aufweist, mit dem grünen Filter in grünen Farbtönen dargestellt (SCHÄFFER 1998). Besonders auffällig ist, dass der Boteti grün erscheint. So wird deutlich, dass das Flussbett zumindest zu der Aufnahmezeit der Bilder (März/April, Ende der Regenzeit) entweder bewachsen und somit trocken gefallen ist oder der Fluss einen hohen Anteil an organischem Material (z.B. Algen) aufweist. In der Makgadikgadi Pfanne ist nur wenig Vegetation sichtbar. Jedoch treten außerhalb der Pfanne hohe Vegetationsanteile auf. Auch das Okavango Delta zeigt große Vegetationsflächen.

Bei dieser Falschfarbendarstellung erhält man gelb, wenn es eine Reflexion der Kanäle 4 und 1 sowie eine geringe Reflexion des Kanals 7 gibt. Im Allgemeinen werden hiermit Sandflächen dargestellt, die mit schwacher, trockener und heller Vegetation überwachsen sind. Besonders im Norden und Westen der Makgadikgadi Pfanne können solche Sandflächen ausgemacht werden, die, nach Betrachtung der Bodenkarte, Arenosolflächen darstellen könnten.

Durch die Absorption aller Kanäle, wie es bei Wasser vorkommt, erhält man ein sehr dunkles Blau bis Schwarz. Dies ist im Okavango Delta der Fall. Auffallend ist, dass in der heutigen Sua Pfanne kein Restsee erkennbar ist. Möglicherweise war dieser zum Zeitpunkt, als die Aufnahmen gemacht wurden, saisonal bedingt trocken gefallen.

6. „Calcretes“

6.1 Allgemeines

Unter „Calcrete“ versteht man nach Goudie (1983) terrestrisches Material, das hauptsächlich aus Kalziumcarbonat (CaCO_3) besteht und in pulveriger oder kugeliger bis stark verhärteter Form vorliegt. „Calcrete“ ist an der Zementation und Zersetzung von größeren und kleineren Mengen Boden, Gestein oder verwittertem Material, hauptsächlich in der vadosen Zone, beteiligt. Zudem kann er sich in Böden, Gestein oder verwittertem Material akkumulieren. Höhlenablagerungen, Quellablagerungen (Tuff, Travertin), marine Ablagerungen oder limnische Algenstromatolithen werden nicht als „Calcretes“ bezeichnet.

Die unterschiedlichen Bildungsformen von „Calcrete“ sind in Tabelle 6-1 aufgeführt.

Tabelle 6-1: „Calcrete“ – Bildungsformen und deren Eigenschaften. Verändert nach: Goudie (1983).

„Calcrete“ Bildungsform	Eigenschaften
„calcifed soils“ (Kalzifizierte Böden)	<ul style="list-style-type: none"> – Boden, der schwach mit Kalziumkarbonat zementiert ist. – Große Mächtigkeiten können erreicht werden. – Strukturlos.
„Powder Calcretes“ („Puder Calcretes“)	<ul style="list-style-type: none"> – feiner, loser Puder mit wenigen sichtbaren Bodenpartikeln. – kaum bis keine kugelige Ausbildung. – kommen über Schiefen und Lehmsteinen vor; entwickeln sich in Diatomeen-reichen Pfannensedimenten.
„Nodular Calcretes“ („Kugelige Calcretes“)	<ul style="list-style-type: none"> – durch Karbonat zementierte Böden in einer losen, kalkreichen Bodenmatrix. – Kugeln (Nodule) können 10 – 15 cm und größer werden.
„Honeycomb Calcretes“ („Bienenwaben Calcretes“)	<ul style="list-style-type: none"> – „Calcrete“ bildet sich in Form von „Bienenwaben“ aus, die Kiese, „Silcrete“-Fragmente und Bruchstücke von „Calcrete“ in ihrer Matrix enthalten können. – Stark verfestigt. – Zwischenstadium zwischen „Nodular Calcretes“ und „Hardpan Calcretes“.
„Hardpan Calcretes“	<ul style="list-style-type: none"> – Stark verfestigt; zementierte „Honeycomb Calcretes“, „Powder Calcrete“. – Oft unterlagert von lockerem Bodenmaterial. – Selten mächtiger als 40 – 50 cm. – Kalkretisierte Kiese.
„Laminar Calcretes“ („Laminare Calcretes“)	<ul style="list-style-type: none"> – Harte, fein laminierte Schichten. – Können „Hardpan calcrete“ überlagern. – Auch als „platey caliche“ bekannt. – Mächtigkeit nur selten größer als 25 cm.
„Boulder Calcretes“ („Calcrete Bruchstücke“)	<ul style="list-style-type: none"> – Harte bis sehr harte Bruchstücke in sandiger, nicht kalkreicher Matrix. – Bildung bei Lösung von „Hardpan Calcretes“ und „Laminar Calcretes“

6.2 Geomorphologische und Paläoklimatische Bedeutung

Aufgrund ihrer Beschaffenheit können „Calcretes“ geomorphologische Prozesse und Landformen nachhaltig beeinflussen. „Hardpan Calcretes“ können wegen ihrer hohen Erosionsbeständigkeit Härtlinge ausbilden und die Infiltration von Wasser in den Boden hemmen sowie den Oberflächenabfluss beschleunigen, wo hingegen „Nodular Calcretes“ oft

Höhlen entwickeln. Durch einen klimatischen Wechsel von ariden zu humiden Bedingungen können „Calcretes“ Karstgebiete ausbilden. Wird Gestein oder Sediment durch „Calcrete“ ersetzt, können Pseudo – Antiklinalen hervorgerufen werden. Da „Calcrete“ sich schnell bilden kann, können kurzzeitige Landformen wie Dünen oder Terrassen erhalten werden (GOUDIE 1983).

Wenn „Duricrusts“ nicht-pedogen gebildet werden (siehe Kapitel 6.3.1), steht ihre Entwicklung mit der Landschaft in Verbindung. Besonders dort, wo Grundwassererosion eine wichtige Rolle in der Entwicklung von Tälern („Valleys“) spielt, sind die geomorphologischen Gegebenheiten und die Bildung von „Duricrusts“ eng verbunden. Täler wie z.B. Pfannen sind wichtig für die Entwicklung von „Duricrusts“, da der Grundwasserspiegel näher an der Oberfläche ansteht und die Anreicherung von CaCO_3 und SiO_2 infolge Wasserspiegelschwankungen und lateralem Durchfluss positiv beeinflusst wird (NASH&SHAW et al. 1994).

Die Bildung von „Calcretes“ ist von der jährlichen Niederschlagsmenge sowie insbesondere von der Höhe der Evapotranspiration abhängig. In ariden und semi – ariden Gebieten findet die „Calcrete“ – Diagenese bei einem jährlichen Niederschlag von 400 bis 600 mm statt, kann aber auch bei mehr oder weniger Niederschlag erfolgen (GOUDIE 1983; WATSON 1989). Zum Beispiel bilden sich „Hardpan Calcretes“ bei mehr als 550 mm/a Niederschlag und „Nodular Calcretes“ bei einer Niederschlagshöhe von bis zu 800 mm/a. Bei Niederschlagsmengen von mehr als 800 mm/a ist keine Kalzifizierung mehr möglich (THOMAS&SHAW 1991). Mit Hilfe von „Calcretes“ können also Aussagen über das Einsetzen von feuchteren Perioden gemacht werden (COOKE&VERSTAPPEN 1984).

6.3 Modelle der „Calcrete“- und „Silcrete“ Bildung

Für die Bildung von „Calcretes“ muss eine Kalziumkarbonat (CaCO_3) – Quelle vorhanden sein. Mögliche Quellen sind Gesteine, Vegetationsreste, Muscheln, vulkanische Emissionen, atmosphärischer Staub, Oberflächenabfluss oder das Grundwasser (GOUDIE 1983).

In humiden Gebieten wird das Karbonat größtenteils aus dem Boden und Gestein ausgewaschen und über Flüsse ins Meer transportiert. In semi-ariden Gebieten hingegen wird das Karbonat lokal angereichert. Diese Anreicherung kann in nicht – pedogenen („non - pedogenic“) oder pedogenen Prozessen stattfinden (GOUDIE 1983).

Die Bildung von „Calcrete“ wird durch Lösung und Wiederausfällung von CaCO_3 verursacht.

Die Lösung von CaCO_3 kann durch Zunahme des CO_2 – Partialdrucks, abnehmende Temperaturen oder niedrigen pH – Wert im Boden oder Gestein hervorgerufen werden.

Die Ausfällung von CaCO_3 kann durch biologische Aktivitäten oder Gefrieren bedingt sein. Außerdem kann der schnelle Verlust von vadosem Wasser aus dem Boden oder Gestein infolge von Evapotranspiration eine schnelle Ausfällung von CaCO_3 zur Folge haben.

Evapotranspiration oder zunehmende Temperaturen können zudem einen CO_2 – Verlust und damit eine Abnahme des CO_2 – Partialdrucks im Boden oder Gestein hervorrufen. Dieser führt aufgrund ansteigender Wasserspannung und damit verbundenem Abfall des Porenwasserdrucks ebenfalls zur Ausfällung von CaCO_3 . Weiterhin kann eine Zunahme des pH – Wertes innerhalb des Bodenprofils eine Ausfällung von „Calcrete“ in tieferen Bodenschichten bewirken (GOUDIE 1983).

6.3.1 Nicht – pedogene („non – pedogenic“) „Calcretes“

Nicht – pedogene „Calcretes“ können durch fluviale Prozesse und durch Grundwassereinfluss gebildet werden:

- „Calcretes“ können sich in der phreatischen Zone bilden. Hierbei entwickeln sie sich am oder unter dem Grundwasserspiegel. Das Karbonat bildet durch laterale Bewegungen unter dem Wasserspiegel „Karbonathügel“ und „Karbonatstöcke“ („domes and pods“), die die alluvialen Ablagerungen ersetzen. Anschließend setzt ein Reifeprozess ein, in dem die älteren Karbonate über den Wasserspiegel gehoben und durch jüngere Karbonate ersetzt werden (GOUDIE 1983).
- Fluviale Prozesse können eine Ablagerung von Karbonat in Kanälen („Channels“) oder Tälern („Valleys“) bewirken (GOUDIE 1983). Diese „Calcretes“ werden als „Channel Calcretes“ oder „Valley Calcretes“ bezeichnet und lagern sich ebenfalls am, unter oder über dem Grundwasserspiegel ab. „Channel Calcretes“ zementieren das Alluvium mit undurchlässigem Gestein und können den gesamten Kanalquerschnitt einnehmen, wogegen „Valley Calcretes“ Alluvium innerhalb von breiten, flachen Entwässerungswegen, besonders an deren Rändern, zementieren und nicht das ganze Tal einnehmen müssen (NASH&MCLAREN 2003). „Valleys“, z.B. Pfannen, sind für die Entwicklung von „Calcretes“ (und anderen „Duricrusts“) sehr wichtig, da hier der Wasserspiegel näher an der Oberfläche liegt und somit eine höhere Evapotranspiration möglich ist (NASH&SHAW et al. 1994).
- Eine Ablagerung von „Calcretes“ ist weiterhin durch Durchströmungswasser eines lateralen Seespiegels oder durch sich lateral bewegendes Grundwasser möglich. Letzterer ist der häufigste Ablagerungstyp. Hierbei kommt es durch Evaporation zur Akkumulation von Kalzit in der Zone kapillaren Aufstiegs über dem Grundwasserspiegel (GOUDIE 1983; NASH&MCLAREN 2003).

Bei nicht – pedogenen „Calcretes“ findet somit keine biologische Aktivität statt. Zudem ist die Ausfällung weniger an klimatische Bedingungen gebunden, da die Ausfällung von Karbonat nicht von Bodenprozessen abhängig ist (NASH&MCLAREN 2003).

6.3.2 Pedogene „Calcretes“

Pedogene „Calcretes“ werden durch die vertikale Ablagerung von Zement innerhalb eines Bodenprofils gebildet (GOUDIE 1983). Ein wichtiger Faktor bei der Bildung pedogener „Calcretes“ ist das Klima, da bestimmte Prozesse im Boden nur unter bestimmten Klimavoraussetzungen ablaufen können (NASH&MCLAREN 2003).

Abwärts gerichtete Anreicherung (*per descensum*) von Karbonat durch Staub, Regen, Vegetationsreste und Muscheln wird als „illuvialer Calcrete“ bezeichnet. Die Ausfällung findet in den oberen Bodenhorizonten statt.

Bei der nach oben gerichteten Anreicherung von Karbonat (*per ascensum*) sinkt Bodenwasser auf eine bestimmte Tiefe im Bodenprofil ab und wird durch kapillare Bewegung wieder in höher gelegene Bodenschichten gebracht. Beim Absinken reichert sich das Bodenwasser mit gelöstem Karbonat an und transportiert dieses beim Aufstieg z.B. infolge von Evapotranspiration in höher gelegene Bodenschichten, um es dort abzulagern (GOUDIE 1983).

Eine weitere Möglichkeit der „Calcrete“ – Bildung beruht auf dem lateralen Transport und der Umlagerung von verwitterten „Calcrete“ – Fragmenten, die rekalkretisiert werden. Diese Art von „Calcrete“ kann sowohl nicht – pedogene als auch pedogene Anteile enthalten (GOUDIE 1983).

Ein wichtiges Merkmal pedogener „Calcretes“ im Vergleich zu den nicht – pedogenen „Calcretes“ ist die biologische Aktivität (NASH&MCLAREN 2003). Organismen können große Mengen Kalzit produzieren und somit wesentlich zur „Calcrete“ – Bildung beitragen.

6.3.3 „Silcrete“ – Bildung

„Silcretes“ bilden sich infolge Zementation und/oder Verdrängung von Gesteinen, verwitterten Ablagerungen, unkonsolidierten Sedimenten und Böden am oder über dem Wasserspiegel. Die Ausfällung findet in der kapillaren Zone statt und wird durch Evaporation, Temperaturabnahme oder Änderungen des pH – Wertes hervor gerufen (SUMMERFIELD 1983).

Da im Untersuchungsgebiet kaum Daten über „Silcretes“ vorhanden und diese somit für die weitere Auswertung nicht relevant sind, soll nicht näher auf deren Diagenese eingegangen werden.

6.4 Datierung

Um paläoklimatische Aussagen machen zu können, müssen die „Calcretes“ datiert werden. Eine Methode ist die Uran-Thorium ($\text{Th}^{230} - \text{U}^{234}$) – Datierung. Als weitere Methode kommt die Lumineszenz – Datierung zur Anwendung. Die am häufigsten gebrauchte Methode ist die Radiocarbon (^{14}C) – Datierung, die für die Datierung der letzten 30.000 Jahre genutzt werden kann. Aufgrund des hohen Kohlenstoff (C) – Gehaltes eignen sich „Calcretes“ sehr gut für die ^{14}C – Datierung. Hierbei muss jedoch beachtet werden, dass sich

in den Porenräumen aufgrund von Lösungs- und Ausfällungsprozessen „jüngerer“ Kalzit ablagern und das Datierungsdatum damit verfälschen kann. Eine weitere Fehlerquelle können „ältere“ „Calcrete“ – Reste sein, die durch Verwitterung und Wiederaufarbeitung in „jüngere“ „Calcretes“ eingebaut werden können (GOUDIE 1983).

Aufgrund ihrer im voran gegangenen beschriebenen Eigenschaften können nicht - pedogene „Calcretes“ in den Strandwällen zur Datierung von Seestadien genutzt werden. Hierbei geht man davon aus, dass die „Calcretes“ ungefähr in der Höhenlage des Seespiegels durch Durchströmungswasser eines lateralen Seespiegels gebildet werden. Wenn sich „Calcretes“ im Liegenden von Strandwällen oder Dünen befinden, müssen sie älter als die sie bedeckenden Sedimente sein (COOKE 1984).

6.5 „Calcretes“ in der Kalahari bzw. im Untersuchungsgebiet

In der Region der Makgadikgadi Pfanne und des Okavango Deltas sind „Calcretes“ sowie gelegentlich „Silcrettes“ und „Ferricretes“ vorzufinden. Sie befinden sich an den Strandwällen, an den Rändern von Pfannen oder innerhalb des Bodens. Bei diesen „Calcretes“ handelt es sich um hauptsächlich nicht – pedogen gebildete „Calcretes“, die durch in situ Verwitterung bis in Tiefen von 100 m oder durch Materialanlieferung über Oberflächenaktivitäten (Seespiegel), Böden und Grundwasserbewegungen entstanden sind. Aufgrund der möglichen Beteiligung der Böden können sie pedogene Anteile enthalten und damit einen polygenetischen Ursprung haben (NASH&MCLAREN 2003; THOMAS&SHAW 1991).

„Calcrete“ Ablagerungen wurden in den Strandwällen auf den Höhen von 912 m, 920 m, 936 m und 940 – 945 m NN gefunden (HELGREN 1984; SHAW 1985; SHAW&THOMAS 1993; THOMAS&SHAW 1991). Im Gidikwe Ridge sind verschiedene „Calcrete“ Horizonte vorhanden (HEINE 1987). Die „Calcretes“ in den Strandwällen wurden wahrscheinlich durch Durchströmungswasser des lateralen Seespiegels gebildet (siehe Kapitel 6.3.1). Laut Thomas&Shaw (1991) kann die Mächtigkeit der „Calcretes“ im Untersuchungsgebiet bis zu 10 m betragen.

Aus der Literatur sind Datierungen dieser „Calcrete“ – Vorkommen sowie von anderem kalkhaltigen Material wie z.B. Mollusken aus dem Untersuchungsgebiet bekannt, wodurch die Rekonstruktion der zeitlichen Geschichte des Sees möglich ist (siehe Kapitel 6.5.1). Die Datierungen an Mollusken sind als sehr aussagekräftig zu bewerten, da sie nur wenigen verfälschenden Einflüssen unterliegen.

Die Datierungen wurden in das GIS eingetragen. In den meisten Fällen sind die Orte der Probennahme nur als Punkte auf Karten angeben, jedoch fehlen die Koordinaten. Hier wurde versucht, den Ort der Probennahme auf Satellitenbildern in *Google Earth™ Kartenservice* anhand der Beschreibungen sowie der Kartenmerkmale ausfindig zu machen. Die hierbei bestimmten Koordinaten entsprechen also keinen exakten Koordinaten, da eine genaue Zuordnung nicht möglich war, grenzen aber das Gebiet der jeweiligen Probennahme ein.

In Abbildung 6-1 ist eine Karte mit den „Calcrete“ - Vorkommen dargestellt, die wahrscheinlich aufgrund des lateralen Seespiegels der Seestadien gebildet wurden. In Tabelle 6-2 sind die jeweiligen Daten zu den einzelnen Punkten angegeben. Die Zugehörigkeiten zu den jeweiligen Seestadien sind farblich unterschieden. Ablagerungen, die den prominenten Seestadien sehr nahe liegen (± 2 m), sind als Dreieck dargestellt. „Calcretes“, die mehrere m unter oder über einem Seestadium liegen, sind als Punkte dargestellt. Die Bildung von „Calcretes“ an diesen Stellen weist auf einen Stillstand in der Ausbreitung des Sees hin. Weiterhin können sie Hinweise auf dessen Austrocknung sein.

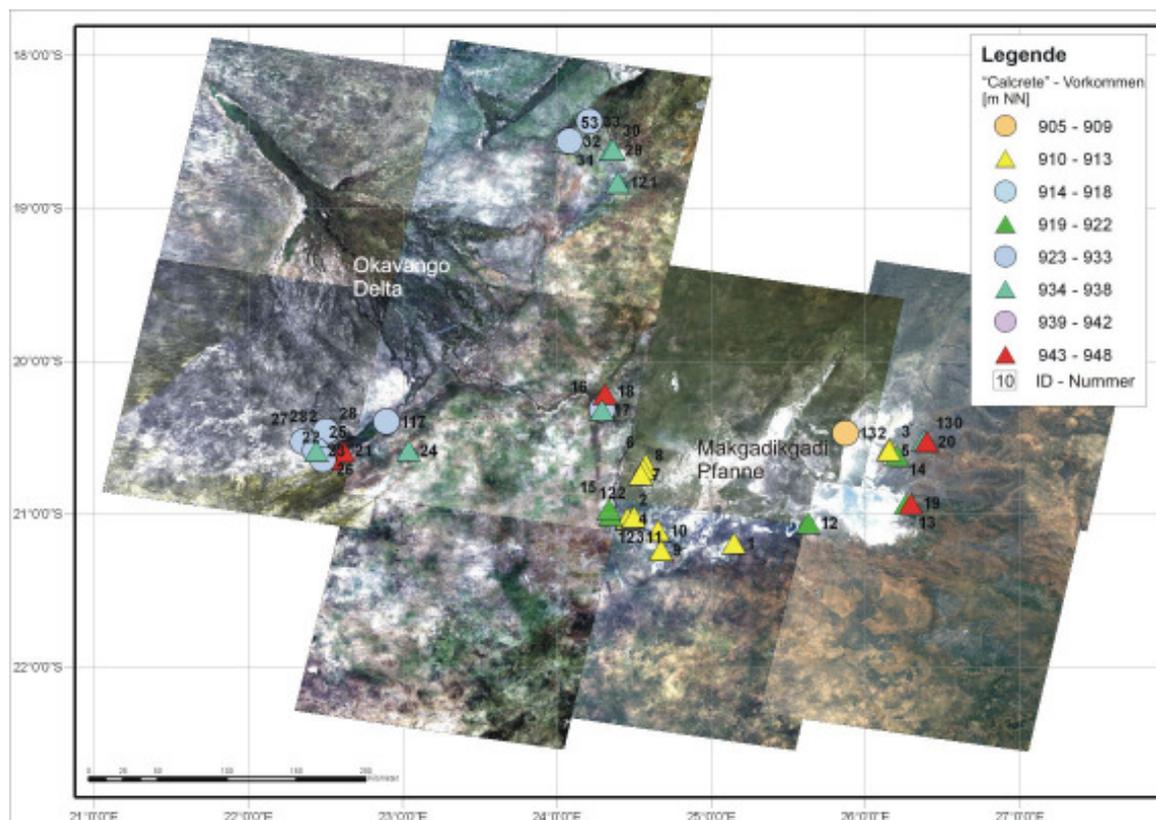


Abbildung 6-1: „Calcrete“ - Vorkommen im Untersuchungsgebiet. Dargestellt auf den Landsat TM 5 Bildern (Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) des Untersuchungsgebietes.

Weiterhin sind „Calcretes“ aus Bohrungen in dem Gebiet um Letlhakane und Orapa bekannt, die unter dem Einfluss von Grundwasser gebildet wurden (siehe Kapitel 6.6). Diese weisen zum Teil wesentlich größere Mächtigkeiten als die „Calcretes“ in den Strandwällen auf. Datierungen dieser „Calcretes“ sind nicht vorhanden.

6.5.1 Zeitliche Einordnung der Seestadien über die Datierung von „Calcretes“

Mit Hilfe von Literaturdaten zu den Seestadien und „Calcrete“ - Vorkommen sowie Satellitenbildern ist es möglich, ein Modell der Seeausbreitung zu erstellen. Um dieses zeitlich einordnen zu können, sind Datierungen nötig. Für die zuvor beschriebenen „Calcretes“ sowie zum Teil auch für Muscheln, Mollusken und Knochen liegen Datierungen

vor (Literaturangaben), die in Tabelle 6-2 aufgelistet und in Abbildung 8-5 dargestellt sind. Jeder Datierung wurde eine Identifikationsnummer (ID) zugewiesen. In den meisten Fällen wurde die ^{14}C – Methode zur Datierung angewandt, in einigen Fällen auch die Lumineszenz Datierung.

Die genauen Datierungen sowie weitere Literaturdaten, in denen nur Zeiträume der Seeausbreitungen angegeben waren, wurden ebenfalls in Abbildung 8-5 zusammen getragen. Hierbei wurde versucht, über diese Daten ein möglichst umfassendes Bild über die Seeentwicklung in der Makgadikgadi Pfanne und dem Okavango Becken zu geben. Die Ergebnisse sollen im Folgenden näher beschrieben werden. In Abbildung 8-5 werden die Daten der Seestadien zudem den Paläoklimadaten aus Kapitel 2.3 sowie der Tektonik (siehe Kapitel 8.1) gegenüber gestellt.

Die ältesten Funde östlich der Sua Pfanne wurden auf 90.728 ± 7.161 Jahre (ID130) und im Ngami Becken auf älter als 52.000 Jahre (ID21) datiert. Diese „Calcretes“ befinden sich in Höhen von 936 m und 945 m NN. Archäologische Funde weisen auf die Möglichkeit hin, dass das 945 m Stadium auch schon einmal im mittleren Pleistozän vor ca. 200.000 Jahren existierte (HELGREN 1984). Da jedoch keine weiteren Daten über diesen Zeitraum vorhanden sind und die Aussagekraft dadurch sehr gering ist, werden diese Werte im Weiteren nicht berücksichtigt.

Die Datierungen zeigen, dass vor mehr als 40.000 Jahren niedrige Seestände vorhanden gewesen sein müssen. Dies ist erkenntlich an den „Calcretes“, die um ca. 46.000 BP (ID1) einen Seestand von 911 m NN im Süden der Makgadikgadi Pfanne und um ca. 40.000 BP (ID 16) von 928 m NN an der Basis des Gidikwe Ridges dokumentieren (COOKE&VERSTAPPEN 1984). Da der Gidikwe Ridge ein Strandwall mit einer Höhe von bis zu 950 m NN ist, kann mit dieser Probe bewiesen werden, dass der Gidikwe Ridge und somit das 945 m Stadium nach dieser Zeit gebildet wurde (COOKE&VERSTAPPEN 1984). Wie weitere Datierungen nahe des Gidikwe Ridges erkennen lassen, war um ca. 38.000 BP (ID18) der Wasserstand auf 945 m NN angestiegen und um ca. 35.000 Jahre BP (ID2) wieder auf 912 m NN abgefallen (COOKE&VERSTAPPEN 1984). Das 945 m Stadium war also in der Zeit zwischen etwa 40.000 und 35.000 Jahren vor heute vorherrschend (SHAW 1988; THOMAS&SHAW 1991).

Zwischen 35.000 und 19.000 Jahren BP (ID2, 3, 12, 13) schwankte der Seespiegel in der Makgadikgadi Pfanne zwischen 912 m und 920 m NN (COOKE 1984). „Calcretes“ auf 910 – 912 m NN wurden auf 35.250 ± 550 BP (ID 2), 29.350 ± 650 BP (ID3), 25.630 ± 180 BP (ID4) und etwa 21.000 – 19.000 BP (ID5, 6, 7, 8) datiert. Für in 920 m NN gelegene „Calcretes“ ergaben sich Alter von 34.600^{+1300}_{-1100} BP (ID12), 31.800 ± 850 BP (ID13) und 26.050 ± 550 BP (ID14) (COOKE&VERSTAPPEN 1984). Liegt ein Datierungswert eines auf 920 m NN liegenden „Calcretes“ nahe bei einem Wert eines auf 912 m NN befindlichen

„Calcretes“, kann das Stadium auf 920 m NN nicht erreicht worden sein. Der See hat sich in der Zeit wahrscheinlich auf der niedrigeren Höhe befunden, da von der Annahme ausgegangen wird, dass sich „Calcrete“ in niedrigen Höhen nur bilden kann, wenn der See zu der Zeit oberhalb dieser Höhe trocken war (COOKE 1984; COOKE&VERSTAPPEN 1984). Heine (1988) gibt zwischen 35.000 und 25.000 BP einen Seespiegel um 920 m NN, zwischen 28.000 und 24.000 BP sogar Werte von bis zu 930 m NN an. Letzterer Seestand wurde allerdings in keiner weiteren Literatur erwähnt.

Weiterhin ist aus Literaturdaten bekannt, dass vor 30.000 BP sowie zwischen 30.000 BP und 9.000 BP hohe Wasserstände auf bis zu 936 m NN im Bereich von Lake Thamalakane vorgeherrscht haben (HEINE 1988). Datierungen von „Calcretes“ aus dem Mababe- und Ngami Becken und am Boteti dokumentieren Wasserstände zwischen 928 m und 935 m NN in der Zeit von etwa 26.500 bis 23.500 BP (COOKE&VERSTAPPEN 1984). Auch zwischen 17.000 und 15.500 BP und ungefähr 13.000 und 12.000 BP sind aufgrund von Mollusken- und „Calcrete“ – Datierungen Seestände auf 935 – 936 m NN im Mababe Becken bekannt (SHAW 1985; SHAW&THOMAS 1993). Von 9.500 – 9.000 BP erreichte Lake Thamalakane eine Höhe von 928 – 930 m NN (SHAW 1985; SHAW&COOKE 1986).

Datierungen von „Calcretes“, „CO₃ Red Casts“ (sekundäres Gestein, das einen natürlichen Abdruck eines Fossils ausfüllt oder eine Sedimentstruktur, die einen Abdruck von einer unterliegenden Schicht macht), Mollusken und Diatomit können für die Zeit um etwa 14.000 BP, 12.000 BP und 10.000 BP Seestände auf 920 m und 923 m NN in der Makgadikgadi Pfanne angeben (COOKE&VERSTAPPEN 1984; SHAW&BATEMAN et al. 2003; SHAW&THOMAS 1993). Laut Heine (1979) bestand das 920 m Stadium sogar bis 9.000 BP. Infolge dieser Daten liegt es nahe, dass die auf 912 m und 920 m NN gelegenen Seestände in der Makgadikgadi Pfanne mit denen zwischen 928 m und 936 m NN in den Ngami- und Mababe Becken korrelieren. Möglicherweise waren sie über einen Überlauf über den Boteti verbunden (SHAW&COOKE 1986).

Um 8.700 BP wurde in der Sua Pfanne „Calcrete“ auf einer Höhe von 905 m NN abgelagert (RINGROSE&HUNTSMAN-MAPILA et al. 2005). Hieraus lässt sich schließen, dass der See in der Makgadikgadi Pfanne zu dieser Zeit geschrumpft ist.

Lake Thamalakane erreichte um 6.500 BP kurzfristig erneut einen Seespiegel von 928 - 930 m NN (SHAW 1985). In Thomas&Shaw (1991) wird zwischen 6.000 BP und 5.000 BP ein Wasserstand von 930 m NN beschrieben.

Weiterhin ergibt eine Datierung aus der Nähe von Xhumo (südöstliche Makgadikgadi Pfanne), dass um etwa 3.100 BP die Makgadikgadi Pfanne wieder bis auf 912 m NN mit Wasser gefüllt war (COOKE&VERSTAPPEN 1984).

Um 2.500 – 1.900 BP und 1.400 BP belegen „Calcretes“, Muscheln und Knochen auf einer Strandterrasse einen Wasserstand zwischen 928 m und 933 m NN in den Ngami- und

Mababe Becken sowie zwischen 1.700 und 1.500 BP das 912 m Stadium in der Makgadikgadi Pfanne. Eine Verbindung der beiden Seen über einen Überlauf war vermutlich nicht mehr vorhanden (siehe Kapitel 8.1) (COOKE&VERSTAPPEN 1984; THOMAS&SHAW 1991, 2002;SHAW 1985).

Das 945 m Stadium wurde zusätzlich in zwei Datierungen (ID19, 22) in der Makgadikgadi Pfanne und dem Ngami Becken auf etwa 29.300 BP und 10.200 BP bestimmt. Da diese Werte mit den zuvor beschriebenen Datierungen und weiteren Literaturdaten nicht zusammen passen, werden sie nicht weiter berücksichtigt. Möglicherweise wurde hier „jüngerer“ Calcrete datiert, der sich erst nach dem Seestadium gebildet hat (siehe Kapitel 6.4).

Zusammenfassend kann man sagen, dass das 945 m Stadium wahrscheinlich zwischen 40.000 und 35.000 BP ausgebildet war. In der Zeit zwischen 35.000 und 30.000 BP konnten in der Makgadikgadi Pfanne kleinere Seen auf 920 m und 912 m NN nachgewiesen werden. In den Ngami- und Mababe Becken kommt es zwischen 30.000 und 9.000 BP zur Bildung von Lake Thamalakane mit Seeständen zwischen 928 m und 936 m NN. In dieser Zeit kann das 920 m Stadium, unterbrochen von gelegentlichen Wasserständen auf 912 m NN, in der Makgadikgadi Pfanne belegt werden. Dieses ist möglicherweise durch den Boteti mit Lake Thamalakane verbunden.

Von 9.500 bis 1.500 BP gab es noch weitere kurze Zyklen, in denen es zu einer Bildung eines Sees in den Ngami- und Mababe Becken in Höhen zwischen 938 und 933 m NN kam. Ebenso war die Makgadikgadi Pfanne mehrmals auf 912 m NN gefüllt. Eine Datierung von „Calcrete“ in 905 m NN auf 8.700 BP gibt einen Hinweis darauf, dass es zu dieser Zeit zur Austrocknung des Sees in der Makgadikgadi Pfanne gekommen sein kann. Heute ist nur noch ein kleiner Bereich im Süden der Sua Pfanne (Nata Becken) auf ungefähr 904 m NN mit Wasser gefüllt. Das Ngami Becken war bis in das 19. Jahrhundert noch mit Wasser gefüllt (SHAW 1985).

Aus den Datierungen geht also hervor, dass die limnischen Gebiete in der Makgadikgadi Pfanne sowie im Okavango Becken erst in den letzten 2.000 Jahren fast vollständig ausgetrocknet sind (SHAW 1985). Zudem ist erkennbar, dass die Seen im Thamalakane Gebiet im Holozän wesentlich stärker oszilliert haben als die Seen in der Makgadikgadi Pfanne.

Tabelle 6-2: Datierungen von „Calcretes“, Mollusken und anderem Material im Untersuchungsgebiet. Die Koordinaten sind im Geographischen Koordinatensystem (Längen- und Breitengrad) mit Ellipsoid WGS84 angegeben. Aus: Cooke&Verstappen (1984), Ringrose&Huntsman-Mapila et al. (2005), Shaw (1985) Shaw&Bateman et al. (2003), Shaw&Cooke (1986) und Shaw&Thomas (1993).

ID – Nummer	Höhe [m NN]	Labornummer	Breitengrad (S)	Längengrad (E)	Fundort	Material	Alter ¹⁴ C - Datierung [a BP]	Alter Lumineszenz - Datierung [a BP]
1	911	GrN 11155	-21,1900	25,1497	E von Rysana pan	„Hardpan Calcrete“	46.200 ^{+1.700} _{-1.400}	
2	912	GrN 9018	-21,0336	24,4569	N von Toromoja	„Calcrete“	35.250±550	
3	912	GrN10372	-20,5706	26,1575	Sua spit	„Calcrete“	29.350±650	
4	912	GrN 9015	-21,0294	24,4569	N vonToromoja	„Calcrete“	25.630±180	
5	912	GrN 10373	-20,5856	26,1542	Sua spit	„Calcrete“	21.920±260	
6	910	GrN 9019	-20,6744	24,5769	10 km S vonTsoi	„Calcrete“ an Basis von Düne	19.680±100	
7	910	GrN 9677	-20,7408	24,5439	14 km S von Tsoi	Torf (Pfannenboden)	19.160±250	
8	910	GrN 9719	-20,7078	24,5600	18 km S von Tsoi	Pfannenboden	19.420±160	
9	912	GrN 11161	-21,2378	24,6750	Xhumo	„Calcrete“ an alter Kanalbank	3.130±50	
10	912	GrN 9676	-21,1089	24,6578	Gwi Pan	Muscheln auf Strandterrasse	1.710±35	
11	912	GrN 9038	-21,0197	24,5000	N vonToromoja	Knochen auf Terrasse	1.590±70	
12	920	GrN 10369	-21,0581	25,6311	10 km N´ von Mmatsumo	„Calcrete“	34600 ^{+1.300} _{-1.100}	
13	920	GrN 10371	-20,9311	26,2656	E von Sua Pan	„Calcrete“	31.800±850	
14	920	GrN 10374	-20,6194	26,2053	Sua spit	„Calcrete“	26.050±550	
15	920	GrN 9017	-20,9703	24,3392	Strandlinie W´ von Rakops	„Calcrete“	10.070±60	
16	928	GrN 11159	-20,3186	24,2933	8 km SSE Moremaoto in Boteti Bank Auf Terrasse an der Seite des Botetis, 8 km SSE von Moremaoto	„Calcrete“	40.200±900	
17	934	GrN 11160	-20,3208	24,2917	W von Gidikwe Ridge, N´ vom Boteti	„Calcrete“	26.590±200	
18	945	GrN 9016	-20,2164	24,3136	E´ von Sua Pan	„Calcrete“	38.200±650	
19	945	GrN 10370	-20,9314	26,2956	Sua spit	„Calcrete“	29.300±700	
20	945	GrN 10375	-20,5272	26,3969	Sua spit	„Calcrete“	21.930±310	
21	945	GrN 11156	-20,5919	22,6167	Botlathogo (Ngami)	„Calcrete“	>52.000	
22	943	GrN 12258	-20,6417	22,5433	Lentswana (Ngami)	„Calcrete“ mit gerundeten Kiesen	10.230±150	
23	934	GrN 12296	-20,5875	22,4417	Phatane Gap (S) (Ngami)	„Calcrete“ (Uferzone)	1.460±80	
24	933,5	GrN 12259	-20,5856	23,0397	Phatane Gap (S) (Ngami)	„Calcrete“ (Uferzone)	1.970±70	
25	930	GrN 11157	-20,5858	22,4364	Ostseite von Dautsa Ridge (Ngami)	„Calcrete“ (Uferzone)	6.445±35	
26	931,5	GrN 12295	-20,6456	22,4836	South Pan, Dautsa (Ngami)	„Calcrete“ (Pfannenboden)	6.440±110	
27	928	GrN 12285	-20,5306	22,3556	Mogowagowe Flats (Ngami)	„Calcrete“ (Pfannenboden)	8.920±140	
28	928	GrN 12294	-20,4614	22,5019	Setsau Bay (Ngami)	„Calcrete“ (Pfannenboden)	23.900±550	
29	935,5	GrN 12623	-18,6197	24,3672	Ngwezumba (Mababe)	„Calcrete“ mit Ostrakoden	13.070±140	
30	935	GrN 12624	-18,6206	24,3539	Ngwezumba (Mababe)	„Calcrete“ mit Ostrakoden	17.190±210	
31	934,5	GrN 12625	-18,5608	24,0536	Savuti (Mababe)	„Calcrete“ (sandig, limnisch)	11.950±110	
32	928,5	GrN 12626	-18,5639	24,0811	Savuti (Mababe)	„Calcrete“ (sandig, limnisch)	2.020±60	
33	932	GrN 12627	-18,4358	24,2089	Goha Pfanne (Mababe)	„Calcrete“ (Pfannenboden)	25.850±500	
53	930	GrN 13194	-18,5678	24,0681	Mababe Becken (Savuti)	„Calcrete“ (sandig, limnisch)	9.580±90	
117	923	Shfd00053	-20,3983	22,8942	Ngami Becken	Diatomit		11.700±2.300
121	936	GrN 14788	-18,8333	24,3961	Ngwezumba (Mababe)	Mollusken		15.570±220
122	920	GrN 14786	-21,0083	24,3483	Gigikwe Ridge	Mollusken		14.070±150
123	920	GrN 15536	-21,0083	24,3483	Gigikwe Ridge	„CO ₃ Red casts“		11.980±130
130	936	SOW1 S6	-20,5228	26,3783		„Calcrete“		90.728±7.161
132	905	SOW8A	-20,4728	25,8692	Strandwall	„Calcrete“ mit Silikat		8.753±931
282	935	keine Angabe	-20,5050	22,4053	Zwischen zwei parallelen 936 m Strandwällen, Dautsa Ridge	„Calcrete“	23.900±550	

6.6 Bohrungen um Letlhakane und Orapa

6.6.1 Beschreibung der Bohrungen

Zur Ergänzung der Literaturdaten über „Calcretes“ wurden Bohrdaten von 51 Bohrungen südlich der Makgadikgadi Pfanne ausgewertet, die von der Firma Debswana (2004) zur Verfügung gestellt wurden. Die Bohrungen wurden um Orapa und Letlhakane abgeteuft und liegen außerhalb des Seegebietes. Die Bohrprofile befinden sich zum Teil in Anhang 4.

Die in den Bohrungen enthaltenen „Calcretes“ sind durch den Einfluss des Grundwassers entstanden. Deshalb können frühere Grundwasserstände mit den Seeständen verglichen und Aussagen über den Einfluss des Sees auf das Grundwasser gemacht werden (siehe Kapitel 6.6.2 und 6.6.3). Sofern Angaben zu heutigen Grundwasserständen vorhanden sind, können diese den früheren Grundwasserständen gegenüber gestellt werden (siehe Kapitel 6.6.4).

Die Bohrdaten liegen in einer GeoDin[®] - Datenbank vor. Für die Bearbeitung der Daten wurden diese aus der Datenbank exportiert und mit Microsoft[®] Access weiter bearbeitet. Hierbei ergab sich, dass in 26 Bohrungen „Calcrete“, in zwei Bohrungen „Silcrete“ und in zwei Bohrungen „Ferricrete“ angetroffen wurde. Weiterhin wurde in acht Bohrungen „Calcrete“ als zusätzliche Komponente in Sandstein und Siltstein sowie in drei Bohrungen „Silcrete“ als zusätzliche Komponente zu „Ferricrete“ und „Calcrete“ gefunden. In vier Bohrungen wurde „Calcrete“ und „Silcrete“ als zusätzliche Komponente in Sandstein und Siltstein angetroffen. Hier wurde jedoch keine Unterscheidung zwischen „Calcrete“ und „Silcrete“ vorgenommen. In 15 Bohrungen war weder „Calcrete“, „Silcrete“ noch „Ferricrete“ vorhanden. In den Bohrungen Z7149 und Z7092 wurde mehrmals „Calcrete“ in unterschiedlichen Teufen angetroffen.

In Tabelle 6-3 sind alle Bohrungen mit der angetroffenen Lithologie verzeichnet. Die Bohrprofile, in denen sich mehrere „Calcrete“-Schichten in unterschiedlicher Teufe befinden, sind mit „xx“ gekennzeichnet. Bei den zusätzlichen Komponenten wurde jeweils hinzugefügt, in welchem Gestein diese gefunden wurden.

Tabelle 6-3: Auflistung der Bohrungen und Vorkommen der „Duricrusts“. Koordinaten sind im UTM – System (WGS84) angegeben. Daten aus: Debswana (2004).

Bohrungsname	x – Koordinaten [m]	y – Koordinaten [m]	Keine „Duricrusts“	Lithologie			Zusätzliche Komponenten		
				„Calcrete“	„Silcrete“	„Ferricrete“	„Calcrete“	„Silcrete“	„Calcrete/Silcrete“ (keine Unterscheidung)
EB2	340311	7636105					x in Sandstein		
OB13	344540	7636391		x					
OB15	349823	7623755	x						
Z2530	305285	7640458		x					
Z3077	355146	7631494		x	x				
Z3973	306450	7640857		x					
Z4466	332801	7637031		x					
Z5992	353471	7646299		x					
Z5993	338833	7655082					x in Sandstein		
Z5994	344066	7626033		x					
Z5998	312625	7629399		x		x		x in „Ferricrete“	
Z6001	336584	7614777					x in: Sandstein		
Z6002	323721	7598138		x					
Z6003	357322	7624633	x						
Z6109	358953	7615294	x						
Z6110	357447	7619054				x			
Z6111	353500	7615903					x in Sandstein		
Z6113	353392	7619413					x in Sandstein		
Z6114	353505	7615896		x					
Z6125	353459	7617417					x in Sandstein		
Z6126	349280	7620921	x						
Z6127	357278	7624736							x in Siltstein
Z6128	349286	7620903	x						
Z7087	364888	7607807		x					
Z7090	361751	7609015	x						
Z7092	362317	7614744		xx					
Z7093	360305	7621881	x						
Z7095	357946	7623443	x						
Z7100	336871	7598940	x						
Z7101	336913	7597692		x			x in Sandstein		
Z7102	331048	7630962		x					
Z7139	336739	7608147		x					
Z7141	320161	7589246		x			x in Sandstein		
Z7143	323721	7598138		x					
Z7145	320095	7589263	x						
Z7146	329957	7610177		x					
Z7147	312891	7595648	x						
Z7148	329928	7610126		x				x in „Calcrete“	
Z7149	302354	7613446		xx	x				
Z7150	301505	7602530		x					
Z7151	301443	7601153		x					
Z7152	318630	7613263		x					
Z7154	318646	7613198		x					
Z7155	324857	7600761	x						
Z7156	328005	7606652		x					
Z7157	342823	7586108		x					
Z7188	356634	7625718							x in Sandstein
Z7189	342811	7586080		x				x in „Calcrete“	
Z8037	364978	7617990					x in Sandstein		
Z8040	336197	7633107							x in Sandstein
Z8041	336209	7632704							x in Sandstein

Die Mächtigkeiten der „Calcretes“ liegen im m- bis 10er m – Bereich und variieren zwischen 1 m und 55 m, in einem Fall erreicht der „Calcrete“ sogar eine Mächtigkeit von 85 m. Die „Silcretes“ und „Ferricretes“ weisen Mächtigkeiten von 2 – 6 m auf. Zur weiteren Auswertung der Bohrdaten wurden diese in ESRI® ArcGIS eingeladen, um eine Bohrpunktkarte zu erstellen (Abbildung 6-2).

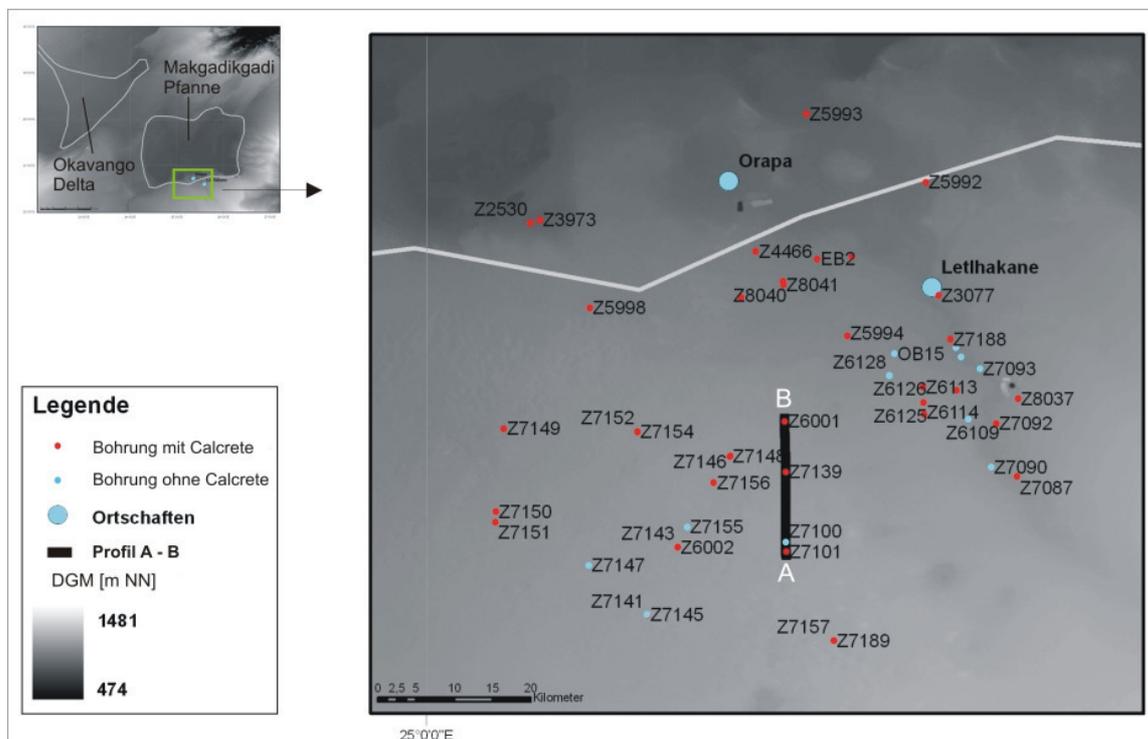


Abbildung 6-2: Bohrpunktkarte der Bohrungen um Letlhakane und Orapa. Entlang der Linie A – B wurde ein Profil mit heutigen und früheren Grundwasserflurabständen erstellt (s. Kapitel 6.6.4). Bohrungsdaten aus: Debswana (2004).

Bei einer Korrelation mit dem DGM ist aufgefallen, dass die z – Koordinaten der Bohrungen zum Teil sehr stark (bis zu 40 m) von den z – Koordinaten der SRTM - Daten abweichen. Um einen Überblick darüber zu bekommen, welche Bohrungen Abweichungen zeigen und in welcher Größenordnung, wurden die Bohrungen über die x– und y - Koordinaten in Global Mapper® eingeladen und dort auf das DGM projiziert. In Global Mapper können die Koordinaten um die z – Koordinate ergänzt werden. So erhält man zu jeder Bohrung die z - Koordinate aus dem DGM. Diese wurden dann mit den aus den Bohrdaten bekannten z - Koordinaten verglichen (Anhang 5). Hierbei ergaben sich teilweise sehr gute Korrelationen, teilweise extrem abweichende Werte. Am auffälligsten waren hierbei die Bohrungen Z7143 und Z6002, die die gleichen x–/y– Koordinaten haben, jedoch einen Höhenunterschied von über 35 m aufweisen und auch unterschiedliche Höhenlagen der „Calcretes“ angeben. Da man hier nicht sagen kann, welche der Bohrungen richtig aufgezeichnet wurde, wurden beide bei der weiteren Auswertung nicht berücksichtigt. Auch Bohrungen, bei denen die Differenz der z – Koordinaten mehr als 10 m beträgt, wurden für

die weitere Auswertung nicht genutzt. Dies betrifft die Bohrungen OB13, Z6002, Z6109, Z6114, Z6127, Z7087, Z7092, Z7095, Z7102, Z7188, Z8040 und Z8041.

Da „Silcretes“ und „Ferricretes“ nur in wenigen Bohrungen angetroffen wurden und deshalb nicht repräsentativ für das Gebiet sind, werden diese bei der weiteren Auswertung ebenfalls nicht berücksichtigt.

6.6.2 Gradienten

Um Rückschlüsse auf Grundwasserfließrichtungen und damit auf den Einfluss des Sees auf das Grundwasser ziehen zu können, wurden die Gradienten der Unter- g und Oberkante der „Calcretes“ entlang von Strecken zwischen verschiedenen Bohrpunkten berechnet (Anhang 3). Hierbei zeigte sich, dass die „Calcretes“ in N´, W´ und SW´ Richtung einfallen und damit auf eine Wasserscheide in dem Gebiet hinweisen (Abbildung 6-4). Die nach N gerichteten Gradienten fallen zur Makgadikgadi Pfanne hin ein.

Um Aufschluss darüber zu bekommen, ob die Gefälle natürliche Werte für diese Region aufweisen, wurden die Gradienten mit denen der GOK verglichen. Die Berechnung wurde mit Microsoft® Excel erstellt und in Promille (‰) ausgegeben. Hierbei ergaben sich für die „Calcretes“ sehr flache Gradienten mit nur wenigen Promille im Bereich von 1,88 bis 4,10‰ für deren Unterkante und 1,66 bis 4,59‰ für deren Oberkante. Auch die Gefälle der GOK liegen mit 0,37 bis 2,65‰ in der gleichen Größenordnung. Aus diesem Grund kann man davon ausgehen, dass es sich um natürliche Gradienten handelt.

Auffällig war jedoch, dass die GOK bei einigen Strecken in die entgegen gesetzte Richtung zu den „Calcretes“ einfällt. Hier wurden keine Gradienten berechnet.

6.6.3 Aussage der „Calcretes“ bezüglich Einfluss des Sees auf das Grundwasser

Um den Verlauf der Oberfläche der „Calcretes“ darzustellen, wurden die Bohrungen, die „Calcrete“ und „Calcrete“ als zusätzliche Komponente in einem Gestein enthalten, mit dem Kriging – Verfahren in dem Programm Surfer® bearbeitet. Hierzu wurden die Höhenlagen [m NN] der Unterkante (UK) sowie der Oberkante (OK) der „Calcretes“ benutzt. Die Unterkante gibt einen besseren Aufschluss über die Lage des Grundwasserspiegels, da hier eine gleichmäßigere Verteilung zu erwarten ist. An der Oberkante der „Calcretes“ kommt es oft zu Schwankungen. Zum Beispiel können die Unterschiede der Höhenlagen in einem Trockental eines Flusses im Vergleich zu außerhalb des Trockentals gelegenen „Calcretes“ um einige m variieren, auch wenn die Bohrungen sehr nahe beieinander liegen. Die „Calcretes“ bilden sich hier am Wasserspiegel des ehemaligen Flusses aus.

Die Oberfläche der „Calcretes“ wurde mit einem Farbschema entsprechend der Seestadien eingefärbt, um sehen zu können, welche „Calcretes“ möglicherweise mit einem Seestadium korrelieren und ob influente oder effluente Verhältnisse vorgeherrscht haben. Liegen die „Calcretes“ unterhalb des höchsten Seestadiums, sind die Gradienten vom See

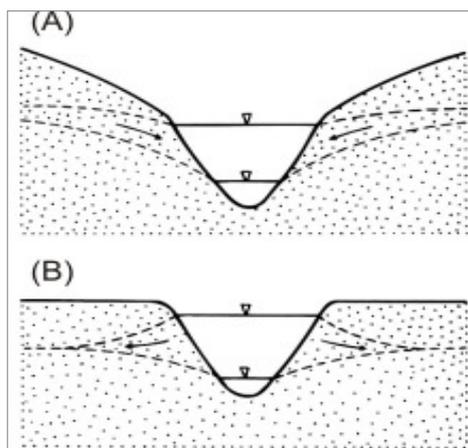


Abbildung 6-3: (A) Effluente und (B) influente Fließverhältnisse. Aus: Hölting (1996).

weg gerichtet und es liegen influente Verhältnisse vor (Abbildung 6-3 B). Der See hat also in das Grundwasser infiltriert und aktiv an der Grundwasserneubildung mitgewirkt. Liegen die „Calcretes“ oberhalb des höchsten Seestadiums, sind die Gradienten auf den See hin gerichtet. Es liegen effluente Fließverhältnisse vor (Abbildung 6-3 B). Der See infiltriert in diesem Fall nicht in das Grundwasser, sondern stellt eine hydraulische Vorflut dar.

Da aus den vorherigen Untersuchungen bekannt ist, dass der See in der Makgadikgadi Pfanne nur nördlich der Bohrungen verbreitet war, sollen in Bezug auf die Seestadien nur die nördlich der Wasserscheide gelegenen Bohrungen betrachtet werden (Abbildung 6-4).

Mit der Annahme, dass der Seespiegel auch in etwa dem Grundwasserspiegel entspricht, liegen nur die „Calcretes“ der Bohrungen Z5993 mit einer Höhe zwischen 926,4 m und 932,4 m NN, Z2530 mit einer Höhe zwischen 932,9 – 940,5 m NN und Z 3973 mit einer Höhe zwischen 932 – 940 m NN innerhalb der Seestände. Hier kann darauf geschlossen werden, dass der See in das Grundwasser infiltriert haben muss. Die übrigen „Calcretes“ liegen mit Höhen von über 960 m bis 1020 m NN weit über dem höchsten Seestadium, so dass hier effluente Fließverhältnisse vorlagen und der See als hydraulische Vorflut gewirkt hat.

Datierungen dieser „Calcretes“ liegen nicht vor, so dass keine Aussage das Alter des Sees möglich ist.

6.6.4 Früherer Grundwasserflurabstand im Vergleich zum Heutigen

Da der Ursprung der „Calcretes“ in der nicht-pedogenen Bildung liegt, bei der der „Calcrete“ in der kapillaren Zone ausfällt, können auch Rückschlüsse auf den früheren Grundwasserspiegel gezogen werden. Dieser muss folglich nahe der Unterkante der „Calcretes“ gelegen haben. Somit lag der Grundwasserspiegel zur Zeit der Seen in der Makgadikgadi Pfanne in einem Bereich von etwa 920 – 1.020 m NN (Anhang 6, Tabelle 12-5). Die in Abbildung 6-4 (A) dargestellte Unterkante der „Calcretes“ gibt folglich auch den früheren Grundwasserflurabstand zur Zeit der Seeausbreitung in der Makgadikgadi Pfanne an. Hierbei ist zu beachten, dass die Tiefe der Unterkante der „Calcretes“ angegeben ist. Der Grundwasserspiegel kann also geringfügig tiefer gelegen haben.

Bei den Bohrungen Z3077, Z6001, Z7100, Z7101, Z7139, Z7141, Z7143, Z7146, Z7148, Z7154 und Z7155 sind heutige Grundwasserflurabstände zwischen 920 m und 986 m NN verzeichnet.

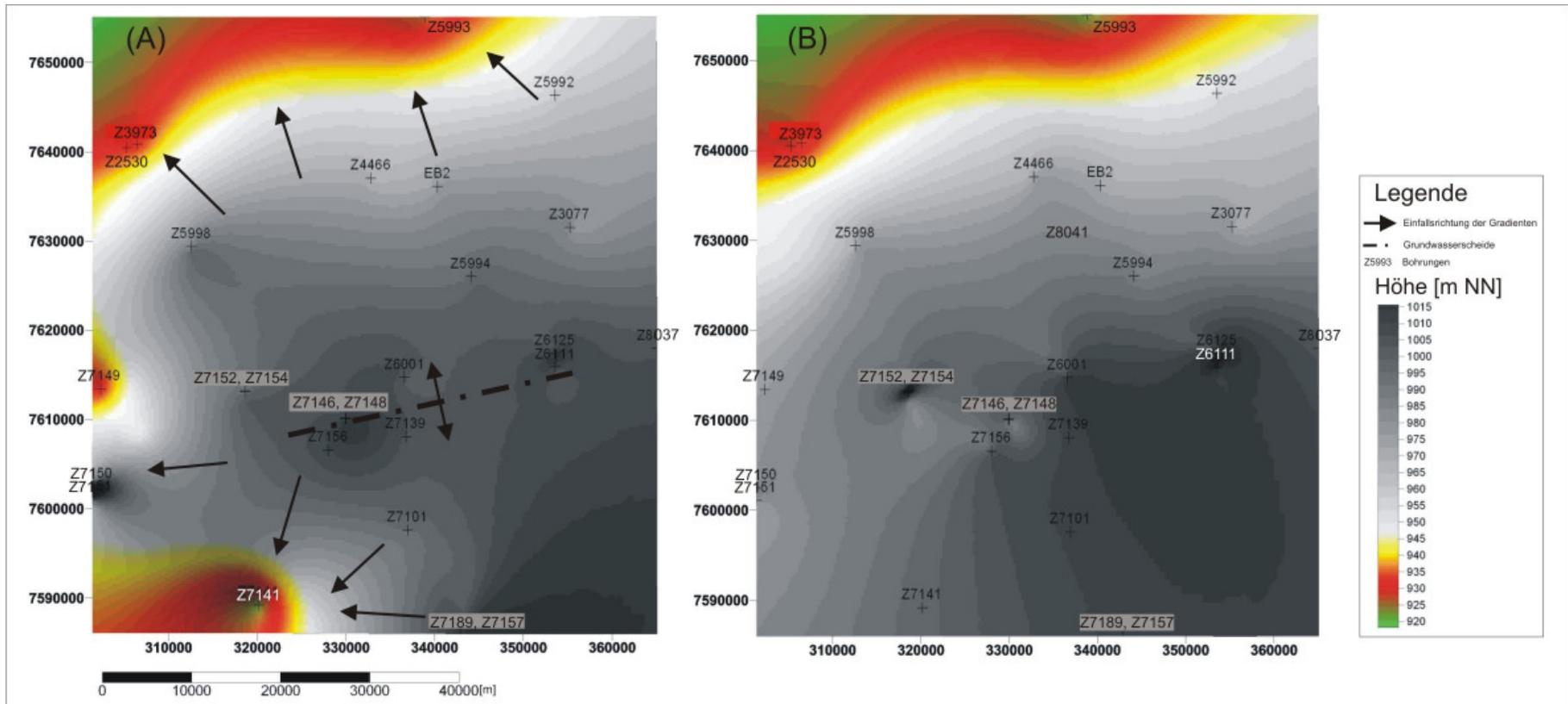


Abbildung 6-4: (A) Darstellung der Unterkante der „Calcretes“. Eingezeichnet sind zudem die Einfallsrichtungen der Gradienten (Pfeile) sowie die Wasserscheide (gestrichelte Linie). (B) Darstellung der Oberkante der „Calcretes“. Bohrungsdaten aus: Debswana (2004).

Daraus ergibt sich, dass der heutige Grundwasserflurabstand zwischen 17 m und 58 m tiefer als der Grundwasserspiegel zur Bildungszeit der „Calcretes“ liegt. Nur in Bohrung Z7141 hat sich gezeigt, dass der heutige Grundwasserspiegel 28,1 m höher liegt als der frühere Grundwasserspiegel (s. Anhang 6, Tabelle 12-5).

In Abbildung 6-5 ist der heutige Grundwasserflurabstand im Vergleich zum Grundwasserflurabstand zur Bildungszeit der „Calcretes“ entlang des von Süden nach Norden verlaufenden Profils A – B (Abbildung 6-2) zu sehen. Das Profil läuft also auf die Makgadikgadi Pfanne zu. Für die Darstellung der GOK und des früheren Grundwasserflurabstandes wurden alle Bohrungen, in denen „Calcretes“ gefunden wurden, herangezogen. Der heutige Grundwasserflurabstand wurde aufgrund der vorher genannten Bohrungen interpoliert. Da nördlich der Bohrung Z6001 nur die Bohrung Z3077 liegt und diese sich auch nicht in der Nähe von Z6001 befindet, werden die interpolierten Ergebnisse hier sehr ungenau. Das Profil A – B wurde deshalb nur durch die Bohrungen Z7101, Z7100, Z7139 und Z6001 gelegt.

Die in Kapitel 6.6.3 beschriebene frühere Grundwasserscheide kann zwischen den Bohrungen Z6001 und Z7139 nachgewiesen werden. Auf der GOK ist innerhalb des Profils A - B keine Grundwasserscheide vorhanden. Der heutige Grundwasserstand zeigt zwischen den Bohrungen Z6001 und Z7139 eine Senke und fällt möglicherweise nach der Bohrung Z6001 ab. Da die Datenlage zur Konstruktion des heutigen Grundwasserspiegels jedoch sehr gering ist, kann hierüber keine weitere Aussage gemacht werden.

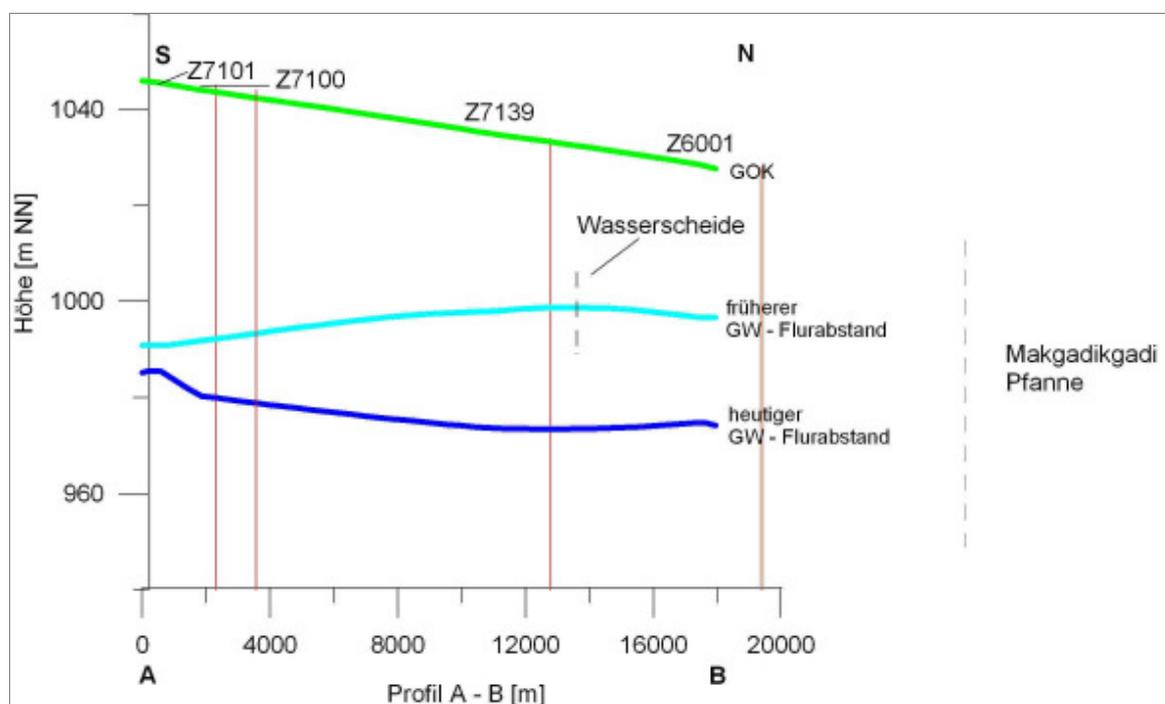


Abbildung 6-5: Darstellung des heutigen und früheren Grundwasser (GW) – Flurabstandes entlang des Profils A – B (150 – fach überhöht). Bohrungsdaten aus: Debswana (2004).

7. Kompilierung der mit unterschiedlichen Methoden erzielten Einzelergebnisse

In den folgenden Kapiteln sollen die Ergebnisse aus der Literaturstudie, der Satellitenbilddauswertung und der Auswertung der Bohrungen miteinander korreliert werden.

7.1 Korrelation der Literaturdaten mit den Strandwällen der Satellitenbilddauswertung

Zunächst sollen die Seestadien, die aufgrund von Literaturdaten in dem GIS erarbeitet wurden (Kapitel 4.3), mit den auf den Satellitenbildern identifizierten Strandwällen (Kapitel 5.1) zusammen gefügt werden (Abbildung 7-1). Die Daten sind insofern unabhängig voneinander, dass im Fall der Literaturwerte der Verlauf der Höhenlinien berechnet wurde und bei der Satellitenbilddauswertung zunächst die Strandwälle visuell erkundet wurden und anschließend deren Höhe bestimmt wurde.

Schon auf den ersten Blick wird ersichtlich, dass die Strandwälle sehr gut mit den Literaturwerten der Seestadien übereinstimmen.

Strandwälle des Lake Palaeo – Makgadikgadis sind an unterschiedlichen Stellen vorzufinden. Das auf 945 m gelegene Seestadium lässt sich durch Strandwälle auf dieser Höhe rund um die Makgadikgadi Pfanne, besonders im Westen durch den Gidikwe Ridge, belegen. Auch am Mababe Becken finden sich Strandwälle. In jedem Fall stimmen die Lage der Strandwälle und die Ausbreitung des 945 m Stadiums sehr gut überein. Auch die Strandwälle der Seestadien auf 936 m, 920 m und 912 m NN korrelieren sehr gut mit den über Literaturwerte berechneten Ausbreitungen des Sees.

Somit ergibt sich, dass

- die gute Korrelation dieser Daten einen Beweis erbringt, dass die über Literaturdaten berechneten Ausbreitungen der Seen tatsächlich in dieser Form existiert haben.
- die Fernerkundung detaillierte Ergebnisse geliefert hat, die sehr gut mit den aus der Literatur bekannten Daten übereinstimmen.

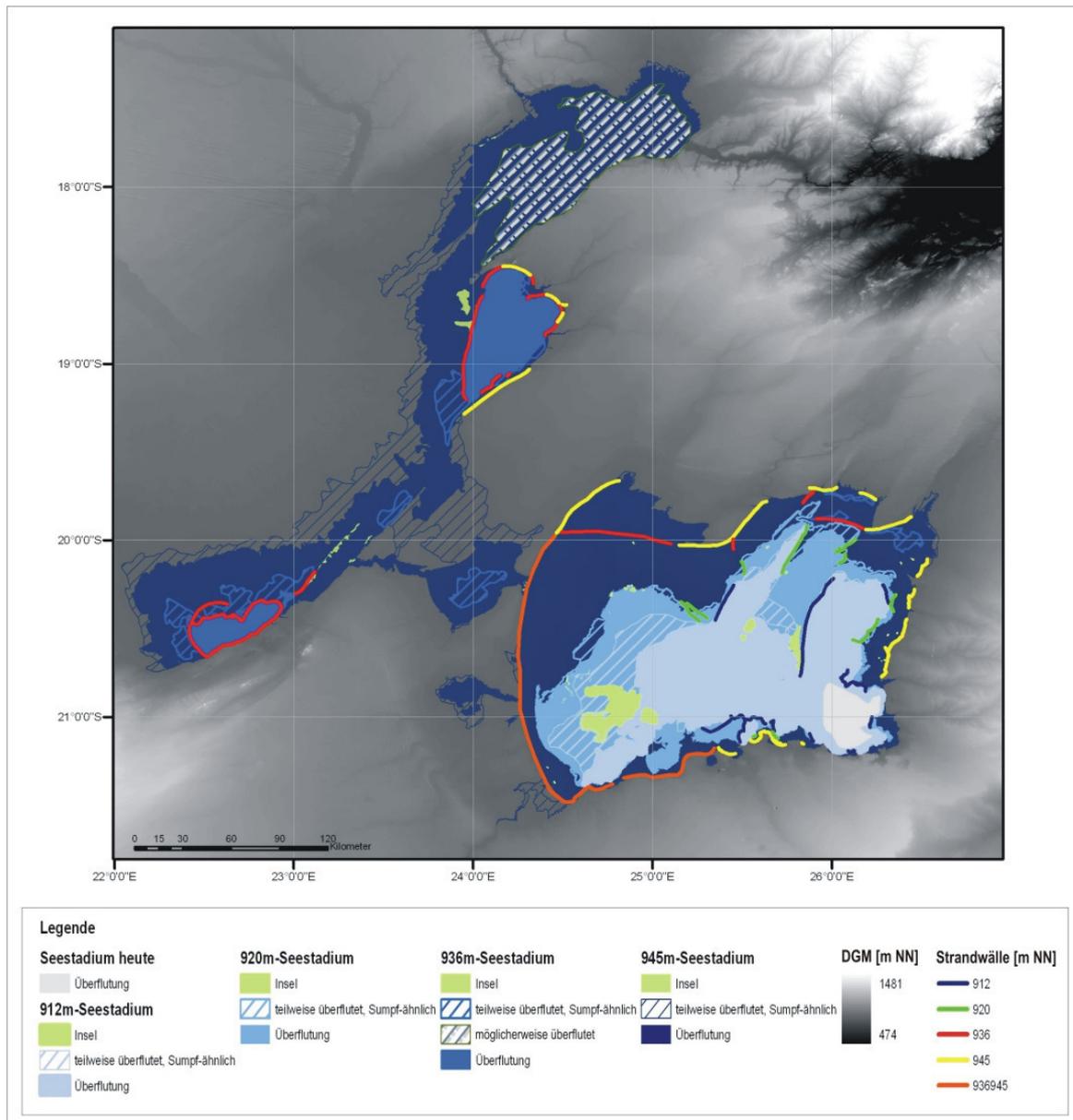


Abbildung 7-1: Korrelation der Seestadien mit den Strandwällen.

7.2 Korrelation der Seestadien mit den „Calcretes“

Im Weiteren sollen nun die in Kapitel 6.5 beschriebenen „Calcretes“ aus Literaturangaben und die Bohrdaten (Kapitel 6.6) der Betrachtung der Seeausbreitung hinzugefügt werden. Aufgrund der Annahme, dass „Calcretes“ sich am oder nahe dem Wasserspiegel bilden und bekannt ist, auf welcher Höhe die „Calcretes“ aufgefunden wurden, kann ebenfalls eine Korrelation mit den Seestadien erfolgen.

Eine Karte mit den „Calcrete“ – Vorkommen, Strandwällen und Bohrdaten ist in Abbildung 7-2 zu sehen.

Es ist erkennbar, dass am Gidikwe Ridge, an der Ostseite der Sua Pfanne und am Ngami Becken „Calcretes“ auf das 945 m Stadium hinweisen. Die Punkte liegen am Rand der Ausbreitung des 945 m Stadiums, meistens auch innerhalb von Strandwällen.

Im Ngami- und Mababe Becken wurden „Calcretes“ auf ca. 936 m NN gefunden. Diese liegen ebenfalls am Rand der Seeausbreitung, meistens innerhalb von Strandwällen. In der Makgadikgadi Pfanne liegt auf dieser Höhe nur ein Fund vor.

„Calcretes“ auf ca. 920 m NN finden sich rund um die Makgadikgadi Pfanne. Zum Teil wurden auch mehrere Proben nah beieinander genommen. Eine Probe (ID12) liegt nahe dem südlichen Bereich der Sua Pfanne, der heute noch mit Wasser gefüllt ist. Ebenso sind in der Makgadikgadi Pfanne „Calcretes“ in ca. 912 m NN vorhanden. Einige „Calcretes“ (ID4, 11, 2) liegen im vermutlichen Sumpf – Bereich dieses Seestadiums. Auch ist auffällig, dass ein „Calcrete“ – Vorkommen (ID1), dessen Höhe mit 912 m NN angegeben wurde, sich am Rand des 920 m Stadiums befindet. Da aufgrund fehlender Koordinaten der „Calcrete“ - Vorkommen dessen Lage nur eingegrenzt werden kann, können hier Fehler beim eintragen der Punkte aufgetreten sein.

An der Ostseite der Sua Pfanne zeigen auch die „Calcrete“ – Vorkommen, dass die Seestadien hier nah beieinander lagen. Hier sind „Calcretes“ auf 912 m, 920 m und 945 m NN vorhanden.

Es zeigt sich, dass die „Calcrete“ – Vorkommen sehr gut mit den zuvor erarbeiteten Seestadien korrelieren. Sie sind damit ein weiterer Beweis für die Seeausbreitungen auf 912 m, 920 m, 936 m und 945 m NN.

Von den Bohrungen, in denen „Calcrete“ angetroffen wurde, liegen die Bohrungen Z5993, Z2530 und Z 3973 innerhalb der Seestadien. Die „Calcretes“ wurden hier zwischen 926,4 m und 932,4 m, 932,9 – 940,5 m und 932 – 940 m NN gefunden. Die restlichen Bohrungen, in denen Calcrete gefunden wurde und dessen Gradient auf die Makgadikgadi Pfanne gerichtet ist, liegen außerhalb der Seeausbreitung. Da die meisten „Calcretes“ außerhalb der Seeausbreitung liegen und nicht direkt durch den Einfluss des Seespiegels sondern vielmehr durch den Grundwasserspiegel beeinflusst wurden (Kapitel 6.6.3), sind hier keine Übereinstimmungen mit der Seeausbreitung zu erwarten.

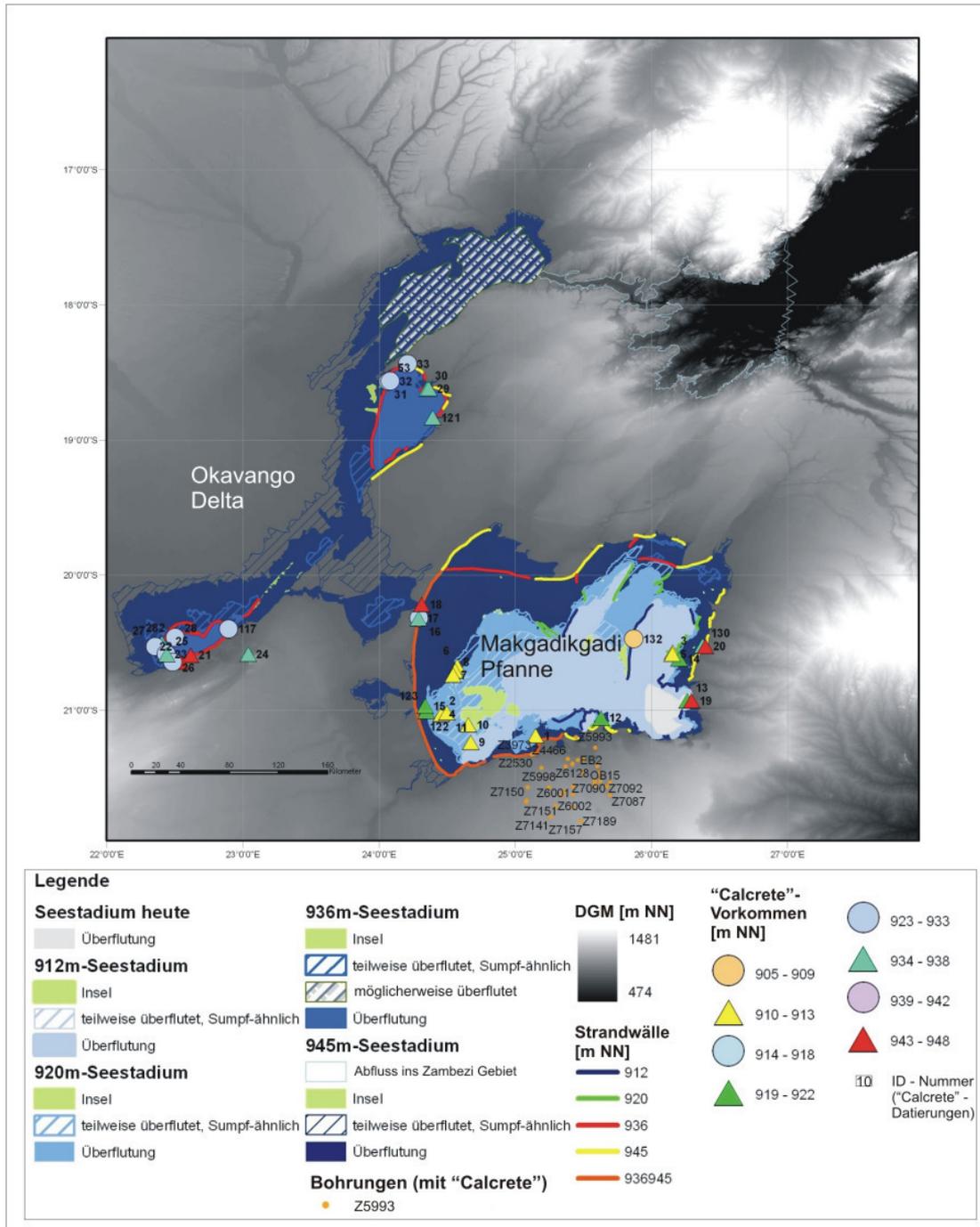


Abbildung 7-2: Korrelation der Seestadien und Strandwälle mit den aus der Literatur bekannten „Calcrete“ - Vorkommen und der „Calcretes“ aus den Bohrungen um Letlhakane und Orapa.

7.3 Korrelation der Seestände mit dem Paläoklima

Im Folgenden soll versucht werden, eine Korrelation des Paläoklimas mit den über die Datierungen der „Calcretes“ und anderem Material zeitlich eingeordneten Seeständen zu finden. In Abbildung 8-5 wurden die Seestände dem Paläoklima gegenüber gestellt. Aufgrund der Lage der Makgadikgadi Pfanne und des Okavango Deltas soll zunächst das Paläoklima der zentralen Kalahari betrachtet werden.

Die Datierungen zeigen zwischen 40.000 und 46.000 BP niedrige Seestände. Für die zentrale Kalahari werden für diese Zeit zwar humide Verhältnisse angegeben, da in der Makgadikgadi Pfanne aber zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich ein semi – arides Klima geherrscht hat, kann man hier von einem Zusammenhang ausgehen.

Zwischen 40.000 und 35.000 BP, als die Makgadikgadi Pfanne auf 945 m NN mit Wasser gefüllt war, herrschte in der zentralen Kalahari humides bis semiarides Klima. Um 35.000 BP, als der See austrocknete, gibt es Hinweise auf möglicherweise arides, jedoch auch auf humides Klima in der zentralen Kalahari. Aufgrund der Datierungen weiß man, dass in der Zeit zwischen 35.000 und 19.000 BP die Seestände zwischen 920 m und 912 m NN schwankten. Das Klima in der zentralen Kalahari war im Allgemeinen humid. Schwankungen des Seespiegels können eventuell durch lokale Unterschiede des Klimas erklärt werden. So ist laut Cooke (1984) das Klima in der Makgadikgadi Pfanne in der Zeit zwischen 35.000 und 22.000 BP semiarid bis humid, weshalb die Schwankungen durch kurze semi – aride Zwischenphasen begründet sein können. In den Zeiträumen zwischen 32.000 und 27.000 BP und 24.000 und 22.000 BP, in denen für das Untersuchungsgebiet humides Klima bestimmt wurde, wurden auch Seespiegelhöhen von 920 m NN erreicht.

Die Bildung von Lake Thamalakane mit einem Seespiegel auf 936 m NN um 30.000 BP zeigt ebenfalls eine Korrelation mit dem humiden Klima der zentralen Kalahari zu dieser Zeit.

Die Aussage von Thomas&Shaw (1991) über das Austrocknen der mit dem Okavango verbundenen Seen im heutigen Okavango Delta und der Makgadikgadi Pfanne um 25.000 BP kann nicht verifiziert werden, da zu dieser Zeit sowohl der See in der Makgadikgadi Pfanne das 920 m Stadium erreichte als auch Lake Thamalakane auf etwa 936 m NN mit Wasser gefüllt war.

Im letzten glazialen Maximum geht man von einem allgemein trockenen und kalten Klima aus. Dies spiegelt sich auch in den Seespiegelständen in der Makgadikgadi Pfanne wider, die zwischen 20.000 und 19.000 BP auf 910 m bis 912 m NN abgesunken sind.

Zwischen 18.000 und 12.000 BP waren viele Teile der Kalahari wahrscheinlich kalt und feucht. Heine (1981) spricht davon, dass es im Ngami Becken und der Makgadikgadi Pfanne zwischen 19.000 und 13.000 BP semi – arid gewesen sein soll. Zumindest zeigt ein Anstieg des Seestandes in der Makgadikgadi Pfanne auf 920 m NN und auch das Vorhandensein von Lake Thamalakane auf 936 m NN zwischen 18.000 und 12.000 BP wahrscheinlich eine Korrelation mit humidem Klima. Zwischen 17.000 und 14.000 BP waren die Seestände zudem durch erhöhte Niederschlagsraten und erniedrigte Evaporationsraten begünstigt.

Bis ca. 9.000 BP bleibt das 920 m Stadium in der Makgadikgadi Pfanne erhalten. Das Klima in der zentralen Kalahari wird als humid beschrieben, so dass hier ein Zusammenhang gesehen werden kann. Jedoch ist auch bekannt, dass um 12.000 BP trockeneres Klima

einsetzte, wodurch der sinkende Wasserspiegel von Lake Thamalakane begründet werden könnte. Somit wird wieder deutlich, dass das Klima lokal sehr unterschiedlich sein konnte.

Um 8.700 BP gibt es Hinweise auf die Austrocknung des Sees in der Makgadikgadi Pfanne. Danach wurden bis ca. 4.000 BP keine Hinweise mehr auf Seestände gefunden. Zwischen 6.000 und 2.000 BP gibt es immer wieder Hinweise auf kürzere humidere Perioden in der zentralen Kalahari, die sich möglicherweise auch in dem Seespiegel von Lake Thamalakane auf etwa 930 m NN zwischen 5.000 und 6.000 BP widerspiegeln.

Zwischen 3.100 und 1.500 BP gibt es wieder Hinweise auf einen Wasserstand auf 912 m NN in der Makgadikgadi Pfanne. Lake Thamalakane erreichte zwischen 2.500 bis 2.000 BP sogar ein weiteres letztes Mal das 936 m Stadium. Dieses Seestadium kann zu dieser Zeit durch humide Phasen in der zentralen Kalahari erklärt werden. Das 936 m Stadium von Lake Thamalakane steht möglicherweise mit den erhöhten Niederschlagsraten im Okavango Becken um 3.000 bis 2.500 BP in Verbindung. Da die Seen zu diesem Zeitpunkt nicht mehr miteinander verbunden waren, geht daraus hervor, dass Lake Thamalakane und der See in der Makgadikgadi Pfanne unterschiedliche Zuflüsse und damit auch Einzugsgebiete hatten. Es ist möglich, dass die Makgadikgadi Pfanne durch Zuflüsse aus dem Osten gespeist wurde.

Vergleicht man die Seestadien mit dem allgemeinen Paläoklima von Südafrika, fallen einige Gemeinsamkeiten auf:

- Von 46.000 bis 41.000 BP war es vermutlich arid, was auch mit niedrigen oder nicht vorhandenen Seeständen übereinstimmt.
- Auch zwischen 26.000 und 18.000 BP war es im Allgemeinen arider, was sich jedoch nur bedingt in den Seeständen zeigt. In der Makgadikgadi Pfanne kam es zu Schwankungen zwischen den 920 m und 912 m Stadien. Lake Thamalakane war auf 936 m mit Wasser gefüllt. Gleiches gilt für die ariden Verhältnisse zwischen 16.000 und 9.000 BP.
- Humidere Bedingungen zwischen 7.000 und 4.500 BP werden nicht in den Seeständen widerspiegelt. Anschließend auftretende aride Perioden in der Zeit von 4.700 bis 900 BP stimmen mit nicht vorhandenen oder niedrigen Seeständen überein.

Es wird erkennbar, dass eine Korrelation der Seestände mit dem Paläoklima der zentralen Kalahari größtenteils möglich ist. Jedoch sollte hierbei beachtet werden, dass das lokale Paläoklima nur zu einem gewissen Grad an der Seebildung beteiligt war. Vielmehr spielten, wie in Kapitel 8 beschrieben wird, tektonische Bedingungen und aufgrund großer Wassereinzugsgebiete das überregionale Paläoklima eine große Rolle.

7.4 Korrelation der Seestadien und Strandwälle mit den Bodentypen

Bei der Betrachtung der Landsat TM 5 Bilder in Falschfarbendarstellung und der Seestadien bzw. Strandwälle wird deutlich, dass in den meisten Fällen aufgrund von Vegetation keine Zuordnung von Bodentypen zu den Seestadien möglich ist. Auch besonders dort, wo eine Höhenlage nur großflächig angegeben werden konnte, ist keine genauere Abgrenzung der Seestadien möglich. Nur in Gebieten, in denen Salzböden zu finden sind, ist ein Vergleich mit der früheren Seefläche möglich.

Im Folgenden soll deshalb nur ein Ausschnitt aus dem Untersuchungsgebiet, die Makgadikgadi Pfanne mit den Sua- und Ntwetwe Pfannen, betrachtet werden, der in Abbildung 7-3 zu sehen ist.

Hier wird deutlich, dass die Evaporit- und Tonmineralf Flächen (Solonchak) mit dem 912 m Stadium zusammenhängen. Rund um die Sua Pfanne sowie an einigen Stellen im Norden und Süden der Ntwetwe Pfanne liegen die Strandwälle dieses Stadiums an den Rändern der in blau dargestellten Flächen. Auch an kleineren Pfannen südlich der Ntwetwe Pfanne und westlich der Sua Pfanne, den Nkokwane und Ntsokotsa Pfannen, kann dies beobachtet werden.

Die Evaporite bzw. der Solonchak weisen darauf hin, dass die Austrocknung des Sees innerhalb der Grenzen des 912 m Stadiums stattgefunden haben muss.

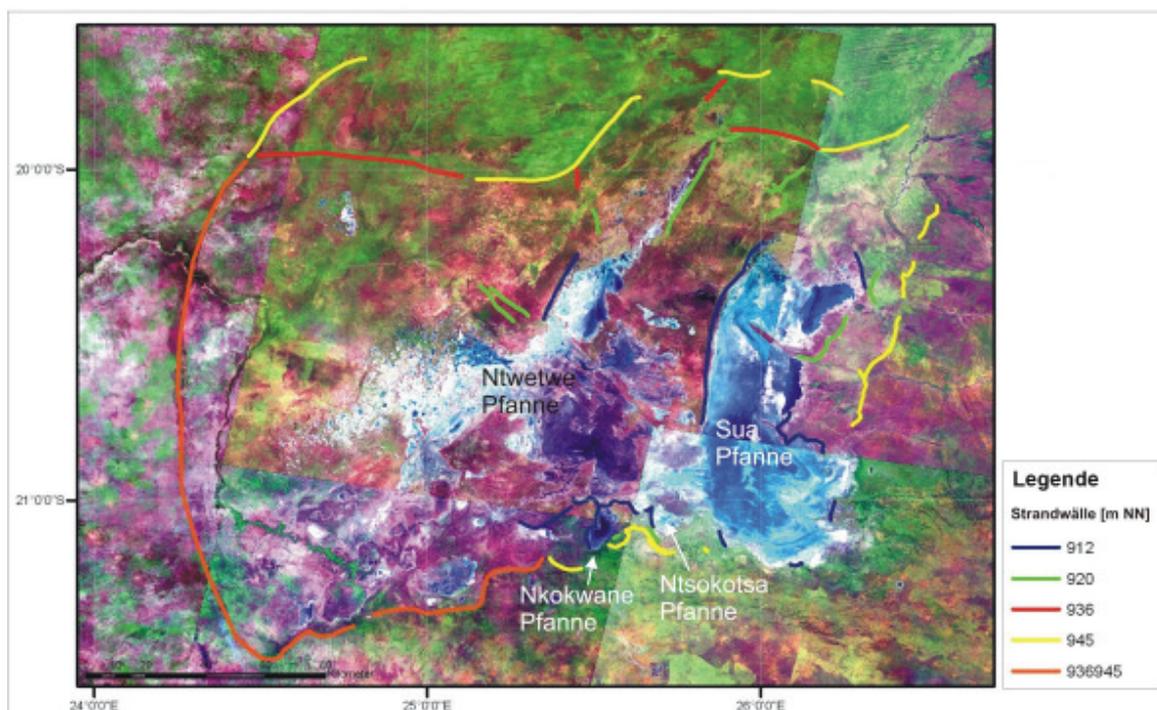


Abbildung 7-3: Darstellung der Strandwälle und der Landsat TM 5 Bilder (in Falschfarben; Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) der Makgadikgadi Pfanne, Über die Falschfarbendarstellung der Satellitenbilder kann versucht werden, die Strandwälle mit den Bodentypen zu korrelieren.

8. Hydrogeologisches Gesamtmodell

8.1 *Entwicklung der Entwässerung aufgrund der Tektonik*

Die Entwicklung der Flusssysteme in der Kalahari wurde stark von tektonischer Aktivität im Neogen geprägt, wodurch auch die Bildung der Seen beeinflusst wurde. Es entstanden lange, mit flachen Gradienten einfallende Flüsse, die endorheisch, also ohne Abfluss ins Meer, entwässerten und in die Kalahari flossen.

Besonders wichtig für die Entwicklung der Seen in der heutigen Makgadikgadi Pflanze und dem heutigen Okavango Graben war neben dem Okavango vermutlich der Zambezi.

Es wird angenommen, dass der Zambezi sich zunächst in zwei unterschiedlichen Flusssystemen entwickelt hat: dem oberen und dem mittleren Zambezi. Diese wurden erst in jüngerer Zeit vereinigt. Der mittlere Zambezi ist wahrscheinlich nach Osten Richtung Küste abgeflossen. Der Obere Zambezi hat vermutlich zusammen mit dem Kafue und möglicherweise dem Kwando und dem Okavango ein Entwässerungssystem gebildet, das südlich in den Fluss Orange geflossen ist. Durch Hebung am südlichen Rand der Kalahari wurde diese Verbindung unterbrochen. Es entstand ein Entwässerungssystem, in dem der obere Zambezi in südliche Richtung geflossen und in den Limpopo übergegangen ist (GUMBRIGHT&MCCARTHY et al. 2001) (Abbildung 8-1 b). Vermutlich ist dieser Fluss durch eine Kombination aus Hebung („Uplift“) südöstlich der heutigen Makgadikgadi Pflanze entlang der Kalahari – Zimbabwe – Achse und Senkung im Bereich des heutigen Okavango Deltas im späten Pliozän unterbrochen worden. Es ist ein endorheisches System entstanden, wodurch das Wasser des oberen Zambezi, des Okavango und möglicherweise auch das des Chobes in der Makgadikgadi Pflanze gestaut wurde (Abbildung 8-1c). Dies begünstigte die Entwicklung des 945 m Stadiums (COOKE 1980; THOMAS&SHAW 1991).

Ein weiterer Hinweis darauf, dass der obere Zambezi den Palaeo Lake – Makgadikgadi gespeist haben muss, ist der Durchfluss des Zambezi durch die Chobe Sümpfe (Abbildung 2-6), die bei dem 945 m Stadium bedeckt wurden (NUGENT 1990).

Das größte Seestadium auf 945 m hat im späten Pleistozän vermutlich durch einen Überfluss eine Verbindung zwischen dem oberen und mittleren Zambezi über die Viktoria Fälle hergestellt. Dieser wurde möglicherweise durch Absenkung entlang der nordöstlich des heutigen Okavango Deltas gelegenen Gwembe und Chioa Becken (Abbildung 8-1) sowie durch Anstieg des Niederschlags in diesem Gebiet hervorgerufen. Damit ist die maximale Ausdehnung des Sees begrenzt gewesen. Weiterhin wurde dadurch wahrscheinlich die Entwässerung des oberen Zambezi in die Makgadikgadi Pflanze und damit ein Großteil der Wasseranlieferung gekappt. Große Seen im Pleistozän müssen ab diesem Zeitpunkt durch hohe Niederschläge über 1.500 mm/a und große Wasseranlieferungen über den Okavango,

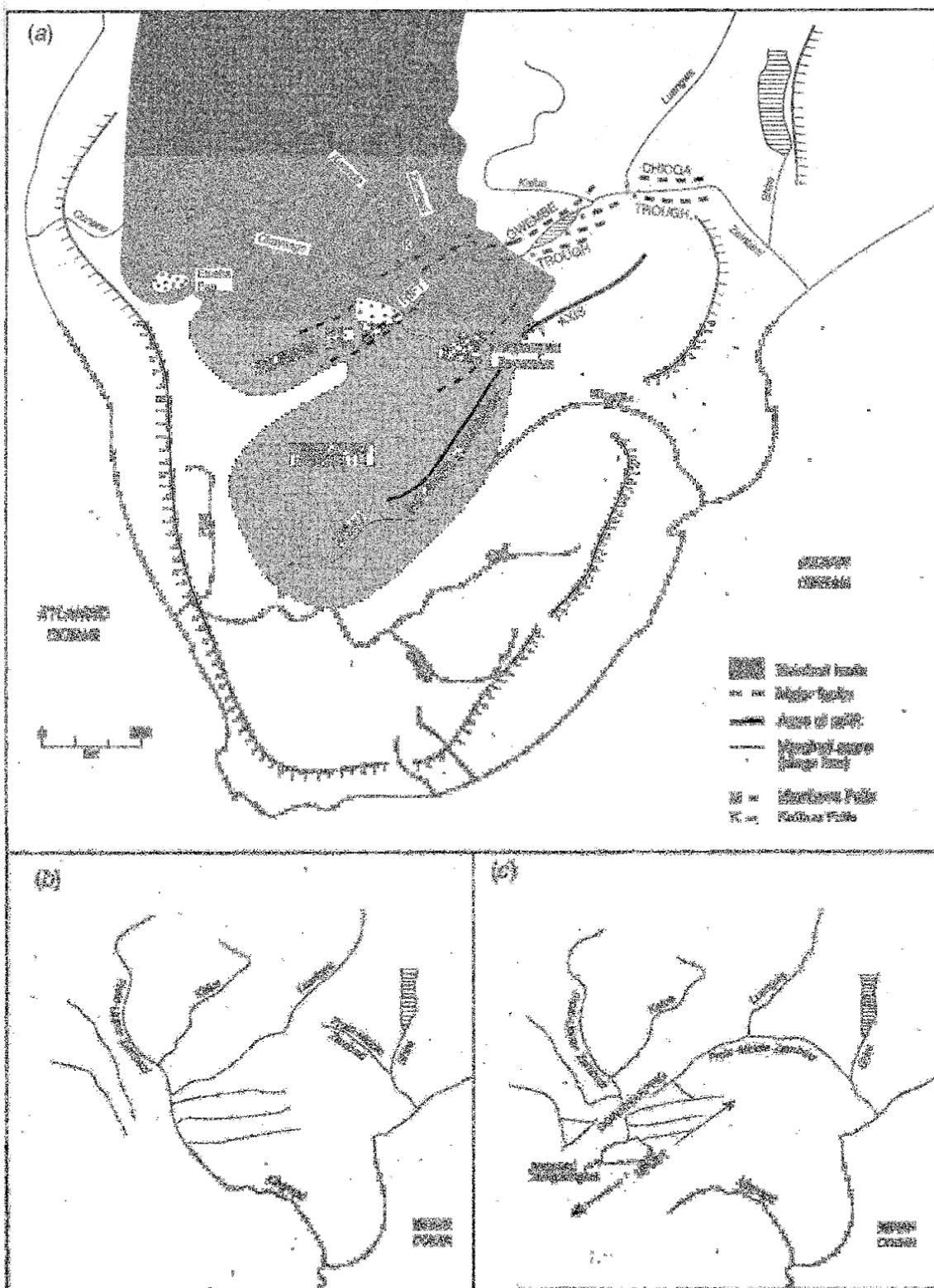


Abbildung 8-1: Entwicklung der Flusssysteme im Untersuchungsgebiet (a) heutige Flusssysteme, (b) Übergang vom oberen Zambezi in den Limpopo und (c) Situation, bevor der obere und der mittlere Zambezi verbunden wurden. Aus: Thomas&Shaw (1991).

Chobe, Okwa und über kleinere Flüsse aus dem Westen sowie Osten bedingt gewesen sein (COOKE 1979, 1980; NUGENT 1990). Das 945 m Stadium wurde danach nicht mehr erreicht. Dieses wurde bis etwa 35.000 BP nachgewiesen, so dass dieses Ereignis vermutlich um diesen Zeitpunkt passiert sein muss. In Abbildung 8-5 werden die tektonischen Ereignisse den Seeständen im Untersuchungsgebiet gegenüber gestellt.

Die Auswirkungen der Neotektonik sind auch am Gidikwe Ridge ersichtlich, der im Norden angehoben und im Süden abgesenkt wurde und dadurch einen Höhenunterschied von fünf Metern aufweist. Verursacht wurde dieser wahrscheinlich durch eine Hebungszone im NE des Untersuchungsgebietes, wobei der Ghanzi Ridge angehoben und der Gidikwe Ridge schief gestellt wurde (GUMBRICHT&MCCARTHY et al. 2001). Somit zeigt sich auch, dass die tektonische Neigung der Makgadikgadi Pfanne in südöstliche Richtung nach der Bildung des 945 m Stadiums eingetreten ist (THOMAS&SHAW 1991). Ein weiterer Hinweis hierfür ist die Lage des 945 m Stadiums zum 920 m Stadium. Diese liegen im Süden nah beieinander, im Norden hingegen liegen sie weit auseinander (COOKE&VERSTAPPEN 1984). Auch im Westen und Osten verhält es sich ähnlich: die westlichen Strandwälle liegen weiter auseinander als die Östlichen. Somit wird eine südöstliche Entwässerungsrichtung erkennbar. Dies zeigt sich auch bei der Auswertung der Höhenlinien in Bezug auf die Seestadien (Kapitel 4.3). Ein weiteres Anzeichen für tektonische Aktivität zwischen dem 945 m Stadium und dem 920 m Stadium ist die Ablenkung des Botetis nach Süden zwischen beiden Seestadien (COOKE&VERSTAPPEN 1984).

Besonders prägend war vermutlich die durch die Makgadikgadi Pfanne in NE – SW´ Richtung verlaufende Störung (Abbildung 8-4, 2-6). An den südlichen und östlichen Rändern der Makgadikgadi Pfanne sind Steilhänge ausgebildet, die durch tektonische Aktivität geprägt wurden und die Makgadikgadi Pfanne begrenzen (BAILLIEUL 1979; NUGENT 1990). Diese weisen ebenfalls auf eine südöstlich gerichtete Absenkung der Makgadikgadi Pfanne hin. Durch NE – SW verlaufende Störungen werden die Sua und Ntwetwe Pfannen voneinander getrennt (BAILLIEUL 1979). Die tektonischen Bewegungen in der Makgadikgadi Pfanne können über Dünen und Höhlensedimente, die ebenfalls durch Störungen beeinflusst wurden, in das späte Pleistozän eingeordnet werden (THOMAS&SHAW 1991). Unter der Annahme, dass die Absenkung zwischen dem 945 m– und dem 920 m Stadium passierte, zeigt sich bei der Korrelation der Tektonik mit den Seestadien, dass die Makgadikgadi Pfanne wahrscheinlich zwischen 35.000 und 25.000 BP abgesenkt wurde.

Durch Absenkung des westlich gelegenen Gebietes (heute Okavango Delta) entlang der NE - SW gerichteten Störungen, u.a. der als Verlängerungen des Ostafrikanischen Riftsystems bekannten Thamalakane- und Kunyere Störungen (THOMAS&SHAW 1991), kam es zur Reduktion der östlich gerichteten Entwässerung über den Boteti und es bildete sich der bis auf 936 m NN reichende Lake Thamalakane. Der See in der Makgadikgadi Pfanne

hatte somit nur noch eine geringe Wasserzulieferung und begann zu schrumpfen. Schwankungen dieses Sees zwischen dem 920 m- und dem 912 m Stadium und dessen Austrocknung sind wahrscheinlich hauptsächlich auf klimatische Bedingungen zurück zu führen (COOKE 1980). Das Gebiet, das von Lake Thamalakane bedeckt wurde, zeigt hingegen keine Beeinflussung durch tektonische Aktivitäten (SHAW 1988). Die Makgadikgadi Pfanne war im späten Pleistozän nach der voraus gegangenen Neigung möglicherweise ebenfalls tektonisch stabil (RINGROSE&HUNTSMAN-MAPILA et al. 2005). Bei Betrachtung der datierten Seestände wird erkennbar, dass der Wechsel zwischen dem 920 m- und dem 912 m Stadium ab etwa 25.000 BP stattgefunden hat. Ab 30.000 BP sind Seestände von 936 m von Lake Thamalakane bekannt. Ab wann der Zufluss des Botetis in die Makgadikgadi Pfanne abgeschnitten war, ist nicht bekannt. Die Austrocknung der Seen setzte im Holozän ein, so dass ab diesem Zeitpunkt die Verbindung getrennt gewesen sein muss und die voneinander unabhängigen Seebildungen im Gebiet des Okavango Deltas und der Makgadikgadi Pfanne wahrscheinlich nur auf klimatischen Bedingungen beruhen.

Die Entwicklung des Okavango Deltas setzte im späten Pliozän bis frühen Pleistozän ein. Während des späten Pleistozäns bildete sich endgültig ein deltaisches System, in dem der größte Teil der Wasseranlieferung durch Evapotranspiration verloren geht (COOKE 1980; GUMBRICHT&McCARTHY et al. 2001). Auch die Seen in den Ngami- und Mababe Becken trockneten aus. Für die Austrocknung des Mababe Beckens könnte eine tektonische Veränderung entlang der Linyanti Störung verantwortlich sein. Das meiste Wasser, das über den Kwando antransportiert wird und auch den Savuti, die Hauptwasserquelle des Mababe Beckens, gespeist hat, wird danach über den Linyanti zum Zambezi abgelenkt. Jedoch müssen auch hydrologische Veränderungen in Betracht gezogen werden. So können Zu- und Abnahme der angelieferten Wassermengen über den Linyanti und den Okavango Seestände beeinflusst und möglicherweise auch zu einer Austrocknung geführt haben. Weiterhin trägt auch die Evaporation einen erheblichen Teil dazu bei (SHAW 1985; THOMAS&SHAW 1991).

Das Okavango Delta liegt heute auf einem Gebiet, das seit dem Auseinanderdriften von Gondwana zwischen 300 und 1.000 m abgesenkt wurde. Hierbei entwickelte sich durch Extension ein 150 km breites und 400 km langes Halbgraben – System, das im Nordwesten durch die Gomare Störung und im Südosten durch die Thamalakane- und Kunyere Störungen begrenzt wird. Das Okavango Halbgraben - System befindet sich auch heute noch in einer Senkungsphase. Man geht davon aus, dass sich die Grabenentwicklung noch in einem frühen Stadium befindet (GREY&COOKE 1977; KINABO&ATEKWANA et al. 2007). Abbildung 8-2 zeigt eine schematische Darstellung des Okavango Halbgraben – Systems.

Eine schematische Darstellung der möglichen tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 8-3 dargestellt.

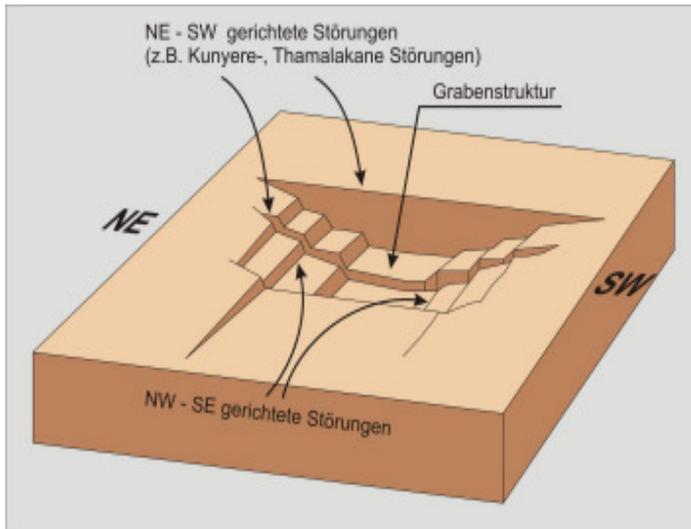


Abbildung 8-2: Schematische Darstellung des Okavango Halbgrabensystems. Verändert nach: Modisi (2000).

besonders die durch die Makgadikgadi Pfanne verlaufende, NE - SW gerichtete Störung an der tektonischen Aktivität in der Makgadikgadi Pfanne beteiligt. An dieser Störung sind Abschiebungen zu vermuten. Zudem hat es in der Makgadikgadi Pfanne wahrscheinlich am Übergang zum Festgestein ebenfalls Abschiebungen der Sedimente gegeben.

Wie sich aufgrund von Erdbeben sowie einer abgesenkten Topographie an einzelnen Depozentren (Bereiche mit den mächtigsten Ablagerungen in einem Gebiet) ableiten lässt, befindet sich auch die Makgadikgadi Pfanne heute in einer Absenkungsphase, die durch thermale Kontraktion hervorgerufen wird (NUGENT 1990).

In Abbildung 8-3 ist außerdem ersichtlich, dass der Überlauf vom Okavango Delta in die Makgadikgadi Pfanne über die Thamalakane- und Kunyere Störungen verlief. Aufgrund der Begrenzung des Okavango Deltas durch die Störungen fließt das Wasser des Okavangos heute über den Thamalakane und den Kunyere in SW' Richtung ab (COOKE 1980). In besonders regenstarken Jahren ist jedoch auch noch ein Überfluss in die Makgadikgadi Pfanne möglich.

Weiterhin verlaufen im Okavango Delta Störungen in NW-SE' Richtung, die möglicherweise das „Panhandle“, wo der Okavango in das Delta mündet, beeinflussen (THOMAS&SHAW 1991).

Es ist bekannt, dass die Makgadikgadi Pfanne von Horst- und Grabenstrukturen und Staffelbrüchen (antithetische Kippschollen) geprägt wird (Kapitel 2.4.5). Horst- und Grabenstrukturen entstehen durch Extension (Abbildung 8-3, Hypothese I). Die Staffelbrüche sind durch „downwarping“ in SE' Richtung erklärbar (Abbildung 8-3, Hypothese II).

Möglicherweise ist oder war

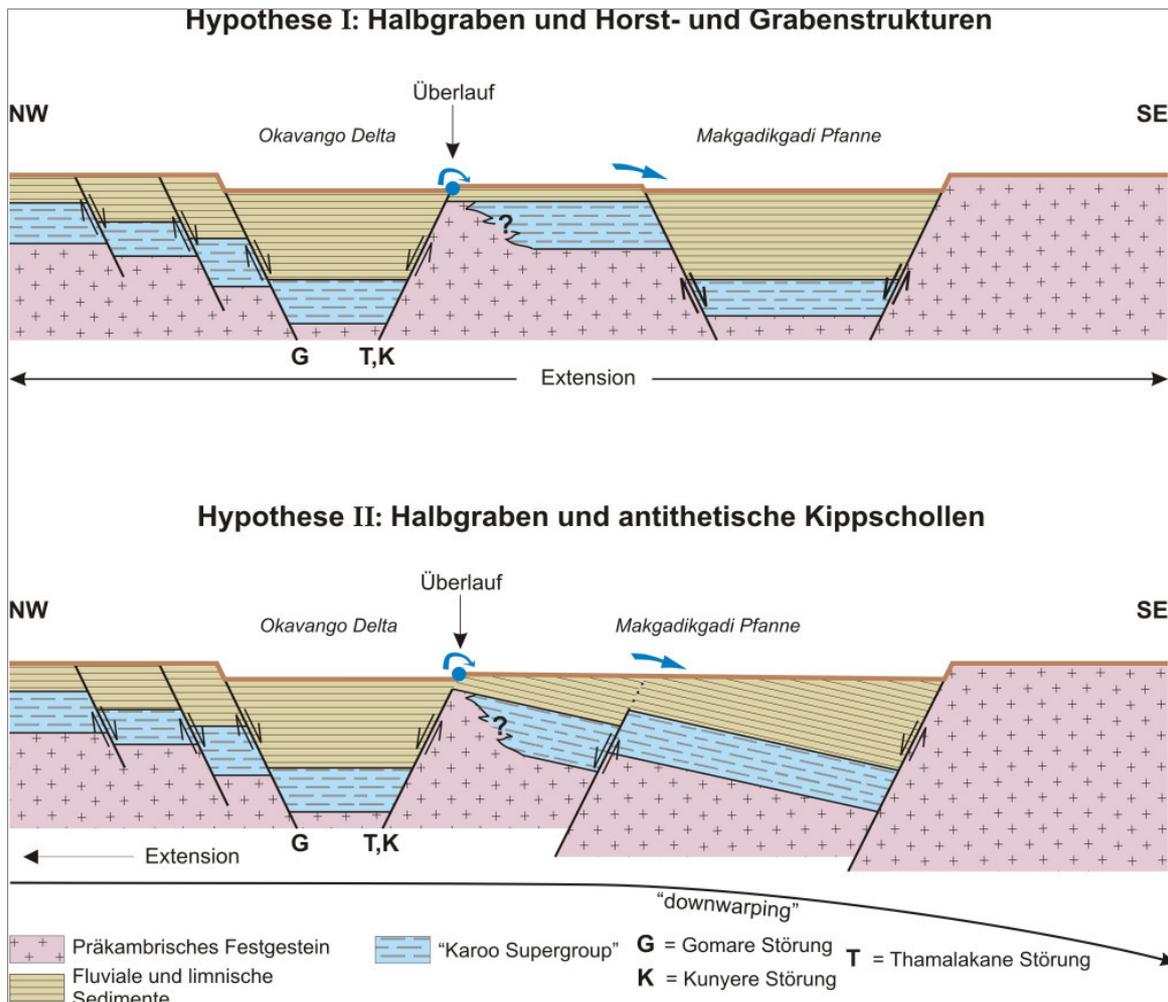


Abbildung 8-3: Hypothesen zu den tektonischen Strukturen im Untersuchungsgebiet und deren Entstehung. Hypothese I: Bildung des Okavango Halbgrabens und Horst- und Grabenstrukturen in der Makgadikgadi Pfanne aufgrund von Extension. Hypothese II: Bildung des Okavango Halbgrabens durch Extension und antithetischer Kippschollen in der Makgadikgadi Pfanne aufgrund von „downwarping“ des Gebietes.

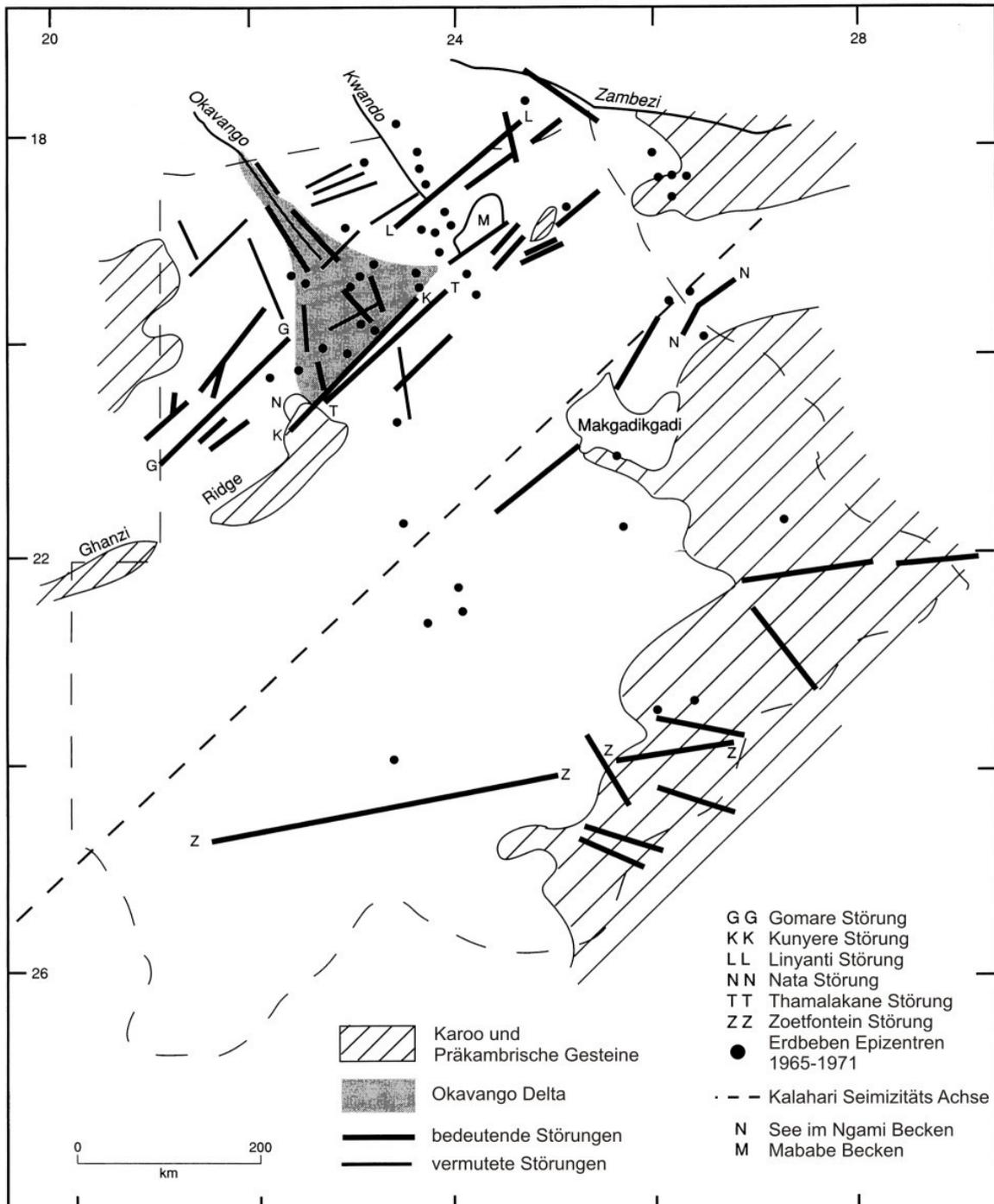


Abbildung 8-4: Störungen im Untersuchungsgebiet. Verändert nach: Thomas&Shaw (1991).

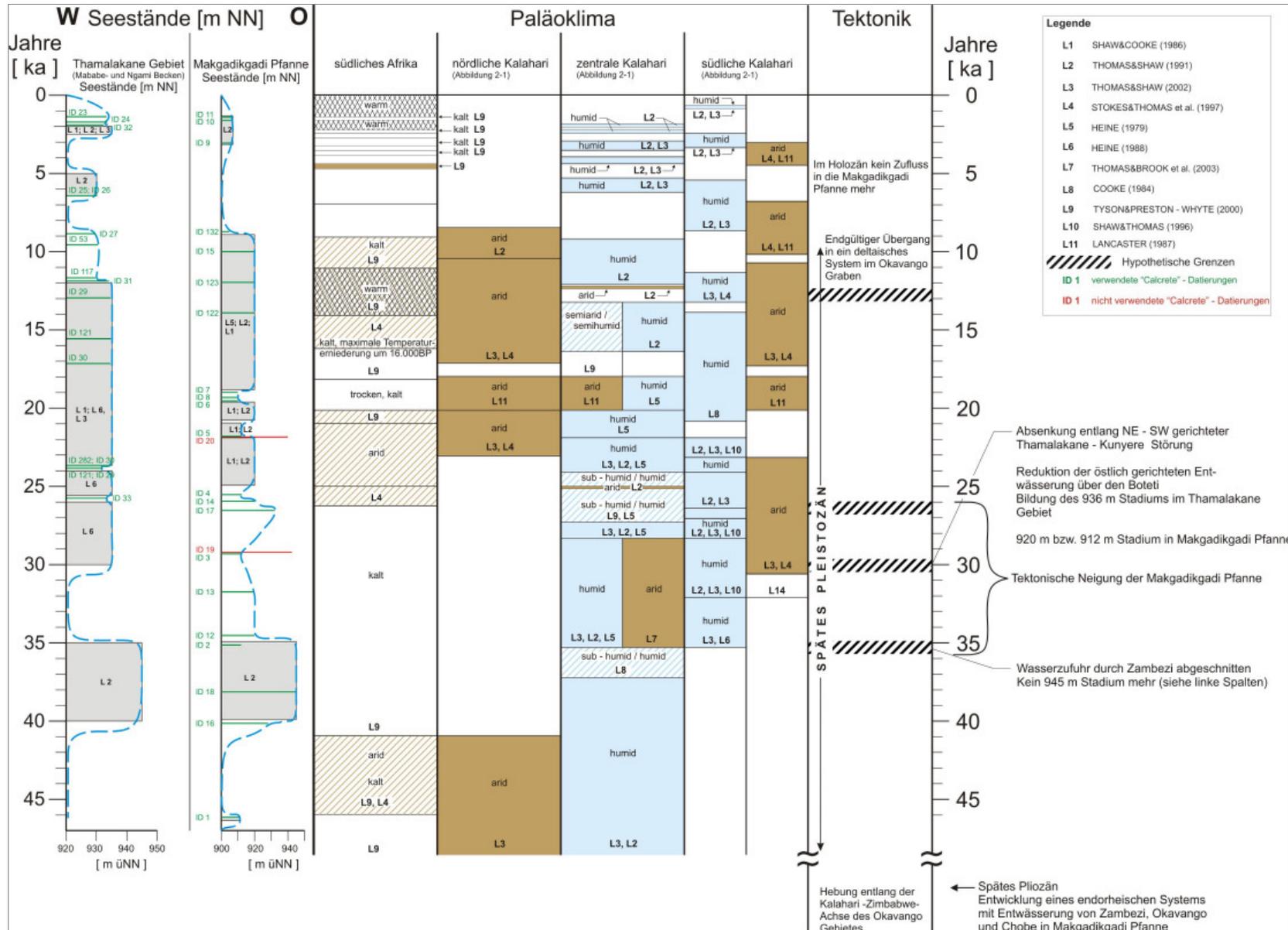


Abbildung 8-5: Kompilation der Seestände, des Paläoklimas und der Tektonik im Untersuchungsgebiet der letzten 45.000 Jahre entsprechend der Ausführungen der Kapitel 2, 4, 6 und 8 (weitere Literaturhinweise in den Kapiteln, Quellenangaben der ID - Nummern in Tabelle 6-2).

8.2 Anlieferung des Oberflächenwassers und klimatische Bedingungen

Für die Bildung der Seestadien sind nicht nur tektonische Aktivitäten, sondern auch klimatische Bedingungen zu berücksichtigen. Die benötigte Wasserezufuhr für die Bildung des 945 m Stadiums in der Makgadikgadi Pfanne liegt bei etwa 50 km³/a. Um den gesamten Palaeo Lake - Makgadikgadi auf diese Höhe zu füllen sind sogar 88 km³/a nötig, sofern man annimmt, dass sich das Gebiet nicht verändert hat und ein ähnliches Klima wie heute vorgeherrscht hat (NUGENT 1990).

Der Zambezi führt jährlich ca. 42 km³ Wasser (Tabelle 8-1), so dass die Bildung eines Sees dieser Größe lediglich aufgrund lokaler klimatischer Bedingungen (höhere Niederschläge) ohne den Zufluss des Zambezis nur schwer vorstellbar ist, auch wenn die anderen Eintragsquellen mehr als die doppelte Menge Wasser geführt hätten (NUGENT 1990). Somit ist der Zufluss des Zambezis auch mit der benötigten Wassermenge erklärbar.

Tabelle 8-1: Jährliche Wasserezufuhr zu Palaeo Lake – Makgadikgadi unter heutigen Klimabedingungen. Aus: Nugent (1990).

Eintragsquelle	Jährliche Wassermenge [km ³]
Okavango	11
Chobe (Mashi)	3
Zambezi	42
Niederschlag über dem See	27
Gesamt	83

Nach der Trennung der Verbindung zum Zambezi im späten Pleistozän wurde die Bildung der Seestadien auf 936 m, 920 m und 912 m NN noch durch die Wasserezufuhr über Zuflüsse aus den Hochländern Angolas über den Okavango und den Chobe sowie zeitweise durch lokalen Anstieg des Niederschlags bestimmt (THOMAS&SHAW 2002). Um Lake Thamalakane zu bilden, wäre eine Erhöhung der heutigen Niederschläge um 160 % nötig. Um einen Überfluss in die Makgadikgadi Pfanne zu bekommen, wären 225 % der heutigen Niederschläge nötig (SHAW 1988).

Nachdem der Überfluss in die Makgadikgadi Pfanne über den Boteti verringert war, waren die Schwankungen der Seestadien auf 920 m bzw. 912 m NN hauptsächlich klimatisch bedingt (COOKE 1980). Berechnungen zeigen, dass die Niederschlagshöhe für diese Seestadien unter gleichen Klimabedingungen wie heute zwischen minimal 715 – 758 mm/a und maximal 1.535 – 1.578 mm/a liegen muss (EBERT&HITCHCOCK 1978). Das entspricht einer Erhöhung der heutigen Niederschläge um etwa 160 – 340 %.

Beachtet werden muss auch die Wasseranlieferung aus dem Osten des Untersuchungsgebietes. Hier fließen mehrere Flüsse aus den östlich gelegenen Bergen,

unter anderem der Nata, der Mosetse und der Lepashe, in die Sua Pfanne und tragen somit ebenfalls zur Wasserzulieferung bei. Auch heute führen diese Flüsse noch Wasser und speisen den noch vorhandenen Restsee in der Sua Pfanne bzw. können in saisonalen Regenzeiten auch zu großflächiger Überflutung führen.

Unter anderem ist aus der Namib Wüste (Namibia) bekannt, dass es zu plötzlichen, sehr starken Regenfällen kommen kann, wodurch sogenannte Sturzfluten oder „flash floods“ entstehen können, die über eine kurze Zeit, gewöhnlich weniger als sechs Stunden, anhalten. Dabei können „Slack Water Deposits“ mit hohen Mächtigkeiten abgelagert werden. Diese feinkörnigen Ablagerungen sedimentieren im äußersten Fließbereich eines Hochwassers (HEINE 2004b; USGS⁶). Da die „flash floods“ plötzlich und über kurze Zeiträume auftreten, bedeutet dies nicht, dass sie auf feuchte Klimabedingungen mit höheren Jahresniederschlägen hinweisen (HEINE 2004a). Cooke (1979) spricht davon, dass in trockeneren Zeiten Schuttströme („debris flows“) durch „flash floods“ im Okavango Becken abgelagert werden können. Heine (2004a) berichtet, dass die „flash floods“ in der Namib meistens in trockeneren und kälteren Perioden aufgetreten sind. Weitere Hinweise auf Ablagerungen der „flash floods“ im Untersuchungsgebiet wurden bisher nicht gefunden. Dies kann jedoch daran liegen, dass die Sedimente, schon bevor sie das Gebiet erreichen, abgelagert werden.

Es könnte auch möglich sein, dass die Seestände zum Teil durch immer wieder auftretende „flash floods“ gebildet wurden, die in den Hochländern Angolas statt gefunden haben können und die Wassermenge der von dort in das heutige Okavango Delta und die Makgadikgadi Pfanne fließenden Flüsse erhöht haben. Die Seen waren auf sehr großen, nur gering einfallenden Flächen verbreitet und benötigten generell eine große Wassermenge für ihre Bildung. Daran gemessen würde schon eine geringfügige Erhöhung der Wasserzufuhr große, zusätzliche Wassermengen bedeuten und weitreichende Auswirkungen auf die Ausbreitung der Seen haben. Es ist bekannt, dass „flash floods“ hohe Wasserstände hervorrufen können, die sogar Wasserspiegel von Hochwassern übersteigen (HEINE 2006).

Wichtig ist ebenfalls, den sehr flachen Gradienten des Untersuchungsgebietes zu beachten. Um diesen zu überwinden, muss antransportiertes, sedimentbeladenes Wasser mit einer gewissen Geschwindigkeit fließen, um nicht „gestoppt“ zu werden. „Flash floods“ würden hierzu ebenfalls beitragen.

Somit wird deutlich, dass der Bildung der Seestadien sowohl tektonische als auch lokale und vor allem überregionale klimatische Faktoren zu Grunde liegen. Das meiste benötigte Wasser wird aus den Hochländern Angolas über den Okavango, Chobe und Zambezi zugeführt. Deshalb kann auch ein See entstehen, wenn es lokal arid ist, in den Hochländern jedoch starke Regenfälle nieder gehen (COOKE 1980).

⁶ Internet – Quelle 5, siehe Literaturangaben (Kapitel 11).

8.3 Einfluss der Seestadien auf die Grundwasserneubildung

Die vorhergehenden Ergebnisse zeigen, dass die paläohydrologischen Bedingungen im Okavango Graben und der Makgadikgadi Pfanne im Wesentlichen durch den Okavango und den Zambezi kontrolliert wurden. Der Seebildung kann ein großes oberflächliches Wassereinzugsgebiet zugeordnet werden, das bis in die Hochländer Angolas reicht. Somit ergibt sich auch für die Grundwasserneubildung zu dieser Zeit ein großes Einzugsgebiet.

Die Auswertungen der Bohrungen um Letlhakane und Orapa haben ergeben, dass anhand weniger Bohrungen (Z5993, Z2530 und Z3973), die am Rand der größten Seeausbreitung auf 945 m NN liegen, eine Infiltration des Sees in den Untergrund nachgewiesen werden konnte.

Betrachtet man in diesem Zusammenhang die von den „Kalahari Beds“ abgedeckte Lithologie des Gebietes, fällt auf, dass die Bohrung Z5993 in dem Sandstein, vermutlich dem Ntane Sandstein, der „Lebung Group“ liegt. Die Bohrungen Z2530 und Z3973 liegen in Abbildung 8-6 am Rand des Tonsteins der „Dwyka Group“. Die Bohrprofile dieser Bohrungen (siehe Anhang 4) geben jedoch eine Lage innerhalb des Sandsteins an, so dass aufgrund der genauen Aufnahme der Lithologie an den Bohrpunkten diese Angaben als richtig betrachtet werden sollen. Vermutlich wurde der Übergang von Tonstein zu Sandstein in der Geologischen Karte nicht genau erfasst, weshalb es hier zu Unstimmigkeiten kommt. Der Ntane Sandstein wurde bereits in Kapitel 2.5.1 als wichtigster Grundwasserleiter des Untersuchungsgebietes beschrieben. Aufgrund seiner Eigenschaften ist eine Infiltration hier gut möglich. Südlich angrenzend an den Sandstein ist Basalt zu finden, in dem die meisten Bohrungen liegen. Es ist möglich, dass das Grundwasser hier am Übergang von dem Sandstein zu dem Basalt gestaut wurde und in den Untergrund versickert ist. Ebenso ist es aber auch möglich, dass das Grundwasser über Klüfte im dem Basalt abtransportiert wurde.

Bezieht man dieses Ergebnis auf die gesamte Makgadikgadi Pfanne bzw. auf die maximale Ausdehnung des Sees auf 945 m NN, wird deutlich, dass der See hauptsächlich von dem Sandstein unterlagert wurde (Abbildung 8-6) und über große Flächen Infiltration statt gefunden haben muss. Das in den See transportierte Oberflächenwasser wurde also in den Sandstein infiltriert und hat dort zur Grundwasserneubildung beigetragen. Ein weiterer Hinweis darauf ergibt sich, wenn man die im Osten gelegenen, auf die Makgadikgadi Pfanne zufließenden Flüsse betrachtet (Abbildung 2-5). Diese enden fast alle an dem Übergang von archaischen Gesteinen und undurchlässigem Tonstein der „Karoo Group“ zum Sandstein, so dass hier wahrscheinlich Infiltration statt gefunden hat und auch heute noch statt findet. Außerdem sind Basalt sowie Ton- und Siltstein der „Karoo Group“ vorhanden, die den Sandstein überdecken und in diesen Bereichen, sofern sie nicht geklüftet sind, als Wasserstauer, sowohl nach unten für die Infiltration als auch für vorhandenes Grundwasser nach oben, wirken können. Um diese Aussagen zu bestätigen, wären weitere Geländearbeiten wichtig.

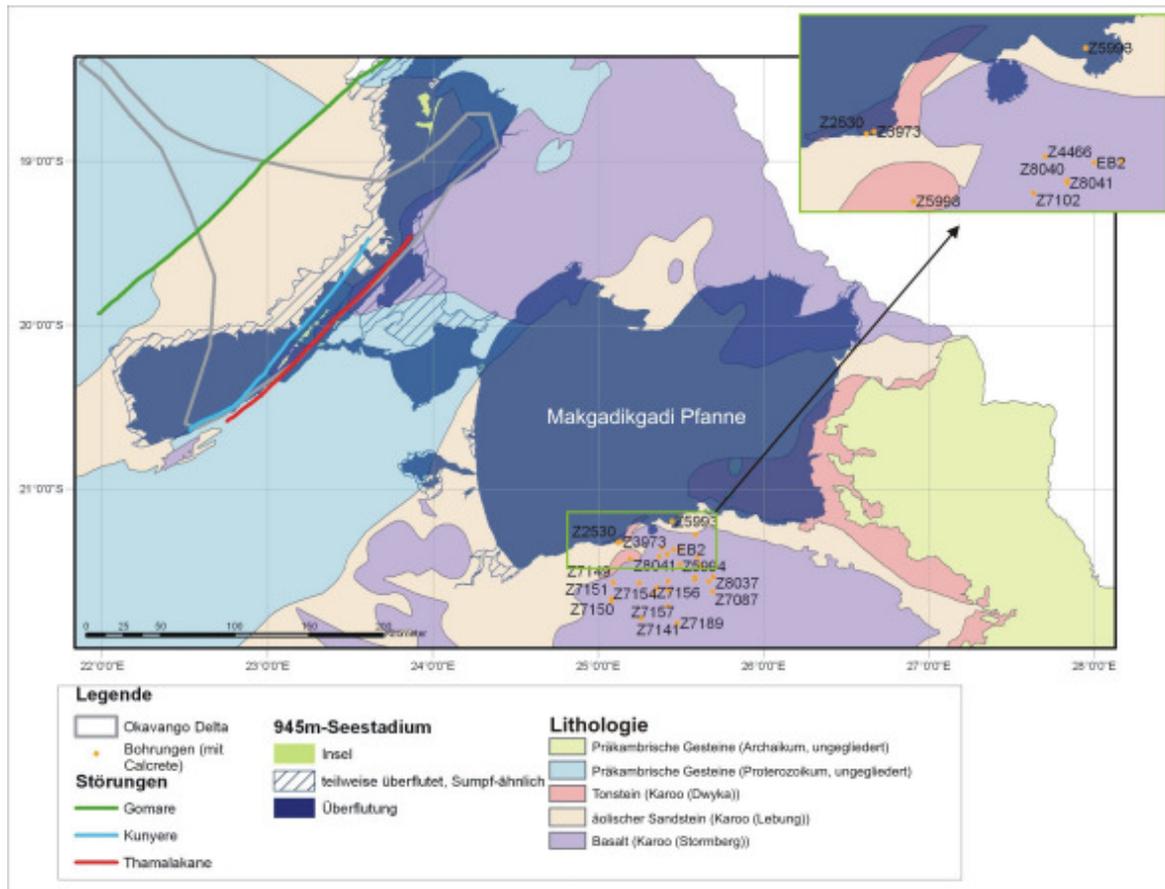


Abbildung 8-6: 945 m Stadium mit der darunter lagernden Lithologie sowie Lage der Bohrungen.

Von einem Grabensystem („Caprivi Graben“) im östlichen Caprivizipfel ist bekannt, dass dort Frischwasser in einen tiefen Aquifer infiltriert wird. Hier wird angenommen, dass das Wasser zum Teil über die dort verlaufenden Linyanti– und Gomare Störungen transportiert wird (MARGANE&BEUKES 2007).

Auch die Makgadikgadi Pfanne wurde tektonisch geprägt und ist nach S – E geneigt. Sie ist von zahlreichen, hauptsächlich NE – SW’ verlaufenden Störungen (siehe Kapitel 8.1) durchzogen. Es ist möglich, dass das Wasser aus dem See nach der Infiltration über die Störungen in den tieferen Untergrund versickert ist und abtransportiert wurde. Auch die von WNW nach ESE verlaufenden Störungszonen können Wasser abtransportiert haben. Die im Süden der Sua Pfanne verlaufende Abbruchkante könnte ebenfalls Wasser in den Untergrund abgeleitet haben.

Da jedoch keine weiteren Untergrundstrukturen bekannt sind, ist eine Aussage über Fließrichtungen nicht möglich. Um die tieferen Untergrundstrukturen näher zu erkunden, wären geophysikalische Untersuchungen hilfreich. Auch genaue Wasserstandmessungen könnten Aufschluss über (heutige) Fließrichtungen geben.

Das Okavango Delta sowie die Makgadikgadi Pfanne werden von WNW nach ESE von einem aus „Dolerite Dykes“ bestehenden „Dyke swarm“ durchzogen, der ebenfalls Einfluss

auf das Grundwasser gehabt haben kann. Die „Dolerit Dykes“ können das Wasser gestaut, aber auch über die Klüfte in den Untergrund geleitet haben. Dass sie als Grundwasserhemmer wirken können, zeigt der während des 945 m Stadiums zwischen dem Okavango Delta und der Makgadikgadi Pfanne gebildete Stausee, der auf dem „Dyke swarm“ entstanden ist (Abbildung 8-7).

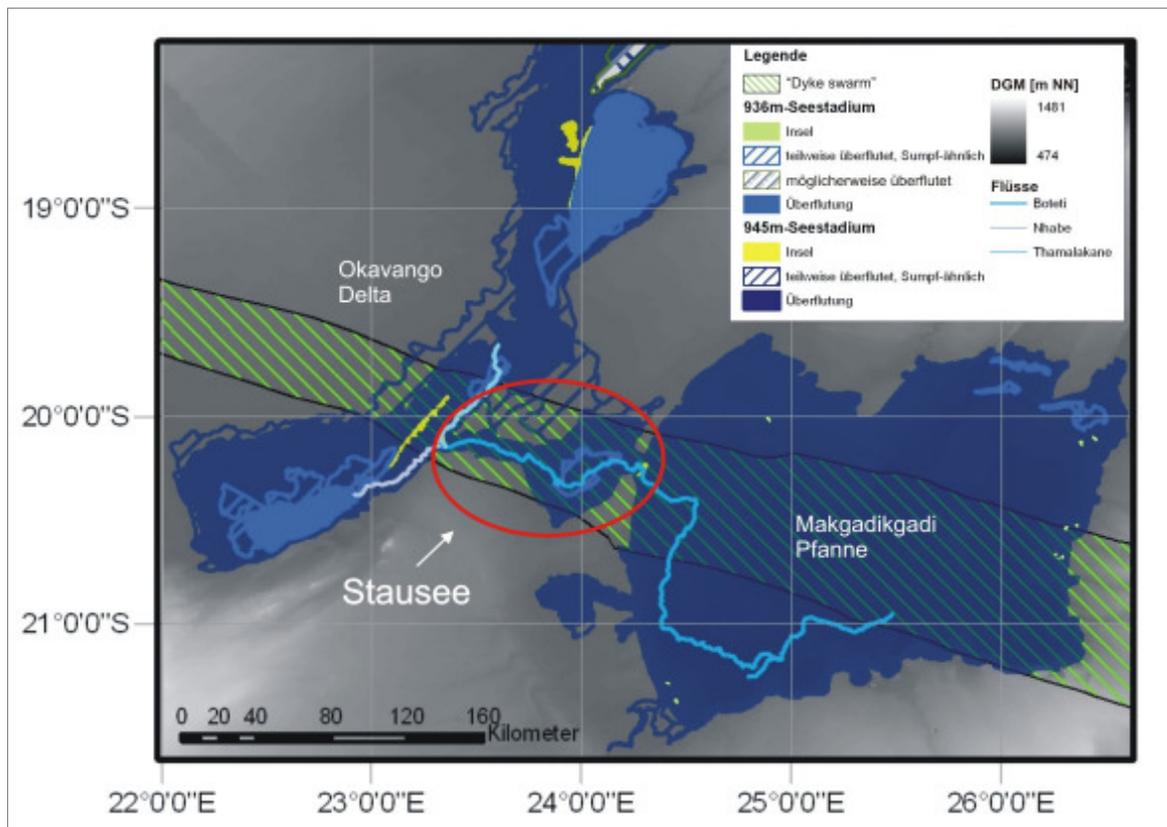


Abbildung 8-7: Darstellung des Stausees zwischen dem heutigen Okavango Delta und der Makgadikgadi Pfanne auf dem „Dyke swarm“ (rote Markierung).

Der auf dem Okavango Graben gelegene Teil des Okavango Deltas wird ebenfalls von Sandstein unterlagert, so dass auch hier Infiltration möglich ist. Wohin das infiltrierte Wasser transportiert wird, ist jedoch, wie in Kapitel 2.6.4 beschrieben, bisher nicht geklärt. Es ist allerdings bekannt, dass es mit keinem anderen Grundwasser in der Kalahari in Verbindung steht und somit nicht zur Grundwasserneubildung in der Makgadikgadi Pfanne beiträgt (WILSON&DINCER 1976). In Zusammenhang mit tektonischen Verstellungen der NE – SW gerichteten Thamalakane– und Kunyere Störungen im späten Pleistozän, die die Wasserzufuhr der Makgadikgadi Pfanne durch den Boteti abgeschnitten haben, trockneten die Seen schrittweise aus und das Grundwasser begann zu sinken.

Die „Calcretes“ belegen, dass der Grundwasserspiegel früher wesentlich höher war als heute. Die Differenz kann in der zentralen Kalahari bis zu 100 m betragen. Die Auswertung der Bohrungen um Letlhakane und Orapa ergab, dass die Differenz hier zwischen 17 m und

58 m liegt. Die Datierungen zeigen, dass ein großer Anteil der Calcretes aufgrund trockenerer Klimabedingungen zwischen 13.000 und 10.000 BP gebildet wurde und der Grundwasserspiegel vermutlich nach der letzten glazialen Feuchtperiode abgefallen ist (THOMAS&SHAW 2002). In dieser Zeit begannen auch die Seen auszutrocknen und es setzten generell trockenere Bedingungen ein. Isotopenanalysen ergaben Grundwasseralter von etwa 10.000 Jahren bis hin zu mehr als 15.000 Jahren (letzterer Wert ermittelt im Ntane Sandstein bei Orapa) (MAZOR&VERHAGEN et al. 1977; STADLER 2006). Zudem zeigen Berechnungen unter der Annahme, dass der Grundwasserspiegel früher (zur Zeit der Seen) an der Geländeoberfläche angestanden hat, dass für die Abnahme auf das heutige Niveau mehr als 10.000 Jahre benötigt werden (DE VRIES&SELAOLO et al. 2000). In Abbildung 8-8 sind verschiedene hydraulische Gradienten der letzten 12.500 Jahre zu sehen. Diese sind von früher bis heute gesunken. Dies weist ebenfalls darauf hin, dass nach der letzten großen pluvialen Phase in der Kalahari im späten Pleistozän zwischen 13.000 und 18.000 BP der Grundwasserspiegel abgesunken ist. Nach diesen Berechnungen dürfte die Grundwasserneubildung seit dem Ende der letzten pluvialen Phase nur zwischen 0 und 0,3 mm/a gelegen haben, um das Grundwasser so stark abzusenken (DE VRIES 1984). Es sind aber zumindest für die heutigen Klimaverhältnisse zum Teil etwas höhere Raten bekannt. Die Gründe, weshalb es trotzdem zu so einer hohen Absenkung gekommen sein kann, könnten Kompaktion durch auflagerndes Sediment oder Evaporation sein (DE VRIES 1984). Hierzu wären weitere Untersuchungen hilfreich. Außerdem kommt eine Absenkung des Grundwasserspiegels heute durch die Nutzung des Grundwassers z.B. für die Trinkwasserversorgung und Viehzucht zu Stande. In jedem Fall muss die Zehrung größer sein als die Neubildung des Grundwassers.

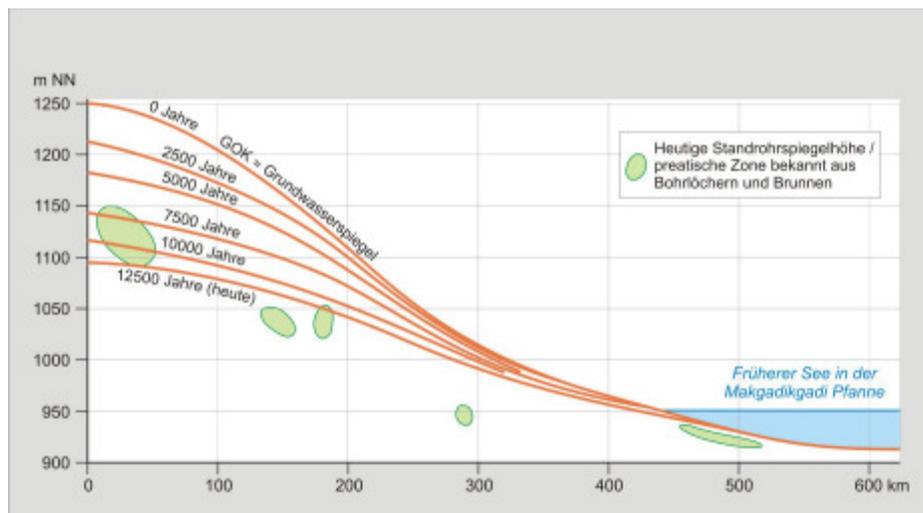


Abbildung 8-8: Auf die Makgadikgadi Pflanne gerichtete hydraulische Gradienten der letzten 12.500 Jahre. Verändert nach: de Vries (1984).

Der Zusammenhang zwischen Abfall des Grundwasserspiegels zwischen 13.000 und 10.000 BP, das ermittelte Grundwasseralter sowie die Austrocknung des Sees und dem damit verbundenen Abfall des Grundwasserspiegels im Holozän weisen auch darauf hin, dass der See an der Grundwasserneubildung beteiligt gewesen sein muss.

Die Grundwasserabsenkung ist also sowohl auf klimatische wie auch tektonische Bedingungen zurück zu führen. Jedoch wurden bisher nur wenige Untersuchungen hinsichtlich dieses Themas gemacht und es besteht auch hier weiterer Forschungsbedarf.

8.4 Einfluss der Böden auf die Grundwasserneubildung

Die in Kapitel 2.6 beschriebenen Eigenschaften der Böden zeigen, dass unter heutigen Bedingungen eine Infiltration besonders gut auf den Arenosolflächen stattfinden und zur Grundwasserneubildung beitragen kann. Um Aussagen über den Einfluss der Böden auf die Grundwasserneubildung während der Seestadien machen zu können, wurden die prozentualen Anteile der Böden an der Fläche des 945 m Stadiums berechnet. Für den Arenosol ergibt sich ein Anteil von ca. 43 %. Auch unter den mit ca. 8 % an der Seefläche beteiligten, sehr gut durchlässigen Leptosolflächen ist Grundwasserneubildung zu erwarten. Auf Flächen, die mit Calcisol bedeckt sind, ist ein geringerer Beitrag zur Grundwasserneubildung wahrscheinlich. Der Flächenanteil der Calcisole beträgt ca. 13 %. Der Solonchak, der ca. 10 % der Seefläche bedeckt, weist eine schlechte Durchlässigkeit auf. Hier fließt das meiste Wasser oberflächlich ab und kann nicht in tiefere Gesteinsschichten vordringen und zur Grundwasserneubildung beitragen. Luvisole mit einem Flächenanteil von ca. 7,5 % haben ebenfalls ein schlechtes Infiltrationsvermögen. Im Okavango Delta sind große Teile mit Sümpfen bedeckt. Diese machen einen Flächenanteil von ca. 8 % aus. In Kapitel 2.5.3 wurde bereits beschrieben, dass hier Grundwasserneubildung stattfindet.

Bezieht man die Eigenschaften der heutigen Böden auf den See, ist zu beachten, dass sich die heutigen Böden wahrscheinlich erst nach der Austrocknung des Sees entwickelt haben. Da sich ein Boden jedoch entsprechend seinem Ausgangssubstrat entwickelt, kann man davon ausgehen, dass zumindest ähnliche Seesedimente am Seeboden vorhanden waren. Daraus folgt, dass die Infiltration des Sees wahrscheinlich hauptsächlich über die Flächen, die heute mit Arenosol und Leptosol bedeckt sind, stattgefunden hat. Wahrscheinlich haben auch die heute mit Calcisol bedeckten Flächen dazu beigetragen. Die Flächen, die heute mit Solonchak bedeckt sind, sind die topographisch niedrigsten Gebiete, so dass sich hier feinkörnige Sedimente (Ton, Schluff) und gelöste Substanzen (Salze) abgelagert haben. Die Durchlässigkeit wird vermutlich nur sehr gering gewesen sein.

In Abbildung 8-9 sind die verschiedenen Infiltrationseigenschaften der zuvor genannten Böden innerhalb des 945 m Stadiums von gut bis schlecht mit der darunter lagernden Lithologie dargestellt. Aufgrund der in Kapitel 2.5.1 und 8.3 beschriebenen

Infiltrationseigenschaften der Lithologie wird somit deutlich, in welchen Bereichen unter dem See Infiltration in das Grundwasser möglich war bzw. wo auch heute Infiltration möglich ist.

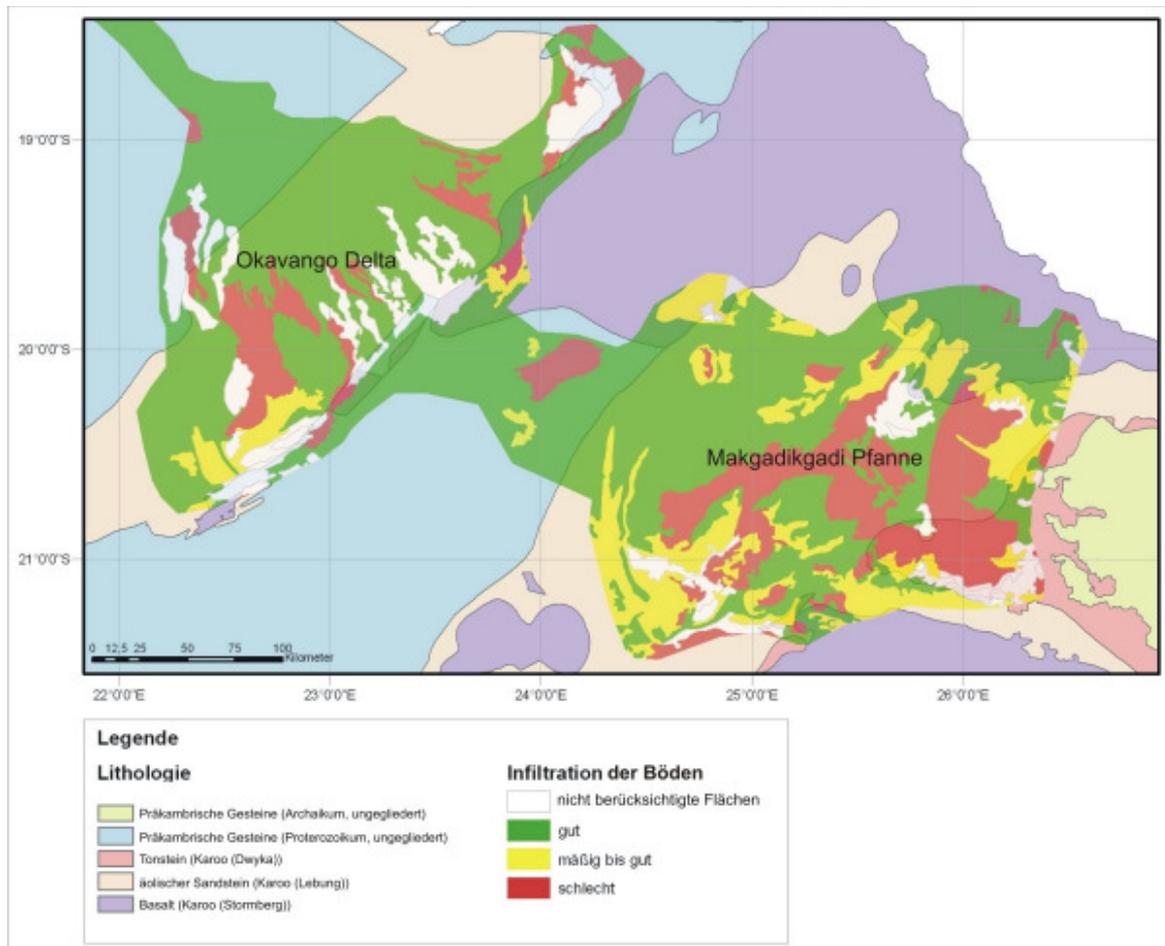


Abbildung 8-9: Darstellung der Infiltrationseigenschaften der Böden und der unterlagernden Lithologie unter dem See. Die für die Infiltration der Böden dargestellte Gesamtfläche entspricht der größten Seeausbreitung auf 945 m NN.

9. Zusammenfassung

Im Rahmen der Diplomarbeit wurde die Ausbreitung und Entstehung des früheren Sees in der Makgadikgadi Pflanne und dem Okavango Becken und dessen Auswirkungen auf das Grundwasser untersucht.

Hierbei zeigte sich, dass der See vier unterschiedliche Höhenlagen hatte: auf 945 m, 936 m, 920 m und 912 m NN. Die Auswertungen von Satellitenbildern in Bezug auf Strandwälle und Bodentypen bzw. Oberflächenbeschaffenheiten ergaben sehr gute Übereinstimmungen mit den Literaturdaten, die aufgrund von Geländebegehungen und „Calcrete“ – Vorkommen erstellt wurden. Weiterhin konnten Literaturdaten über „Calcrete“ – Vorkommen in den Strandwällen hinzugezogen werden, die weitere Angaben zur Seeausbreitung liefern. Die Lage und das Alter der „Calcretes“ konnten ebenfalls sehr gut mit den aus der Literatur und der Satellitenbildauswertung gewonnenen Erkenntnissen korreliert werden. Die aus der Literatur bereits bekannten Seestadien konnten über die Auswertung verschiedener Daten erkannt, ihre Lage bestätigt und das gesamte Seebecken mit Hilfe des digitalen Geländemodells und der Auswertung von Satellitenbildern sehr genau dargestellt werden.

Der Entstehung und Austrocknung des Sees müssen tektonische sowie paläoklimatische Bedingungen zu Grunde liegen, wobei die Datierungen von „Calcretes“ eine zeitliche Einordnung der Seestadien auf das späte Pleistozän (ab 40.000 BP) bis ins Holozän erlauben.

Tektonische Bewegungen im späten Pliozän haben dazu geführt, dass die Makgadikgadi Pflanne als endorheisches System ausgebildet und besonders durch den Zambezi gespeist wurde. Im späten Pleistozän, in der Zeit von 40.000 bis 35.000 BP, entwickelte sich das größte Seestadium auf 945 m NN.

Durch weitere tektonische Bewegungen wurde der Zambezi im späten Pleistozän von der Makgadikgadi Pflanne getrennt. Die Wasserzufuhr konnte anschließend nur noch über den Okavango, Chobe sowie über kleinere Flüsse und über hohe lokale Niederschläge erfolgen.

Durch die wiederholte Absenkung entlang der Thamalakane– und Kunyere Störungen und damit dem Beginn der Ausbildung des Okavango Grabens verringerte sich auch der Überfluss des Boteti in die Makgadikgadi Pflanne. Es kam zur Ausbildung zweier separater Seen, dem Lake Thamalakane auf 936 m NN zwischen 30.000 und 9.000 BP und einem See in der Makgadikgadi Pflanne mit Schwankungen zwischen 920 m und 912 m NN von 35.000 bis 9.000 BP.

Erst im Holozän wurde der Zufluss über den Boteti in die Makgadikgadi Pflanne vermutlich komplett abgeschnitten, so dass die Seebildung ab diesem Zeitpunkt vollständig von paläoklimatischen Bedingungen abhängig war. Es kam zur schrittweisen Austrocknung des Sees mit gelegentlichen Seeständen auf 912 m NN. In den Ngami– und Mababe Becken

wurden im Holozän ebenfalls vereinzelt höhere Seestände zwischen 933 m und 938 m NN erreicht.

Heute ist nur noch ein kleiner Restsee in der Sua Pfanne vorhanden.

Die Auswertung des Paläoklimas ergab, dass vor allem überregionale Faktoren an der Seebildung beteiligt waren und dem See bzw. den Seen zum Teil sehr große Einzugsgebiete zugeordnet werden können. Auch „flash floods“ könnten an der Seebildung beteiligt gewesen sein. Es hat sich gezeigt, dass eine Korrelation mit den Seestadien zum Teil möglich, aber aufgrund sehr vieler unterschiedlicher lokaler und regionaler Unterschiede nicht immer eindeutig ist.

Durch die Auswertung von Bohrdaten hinsichtlich „Calcrete“ - Vorkommen konnte festgestellt werden, dass der See in das Grundwasser infiltriert hat. Die Infiltration hat wahrscheinlich dort stattgefunden, wo der See von dem Sandstein (Ntane Sandstein) der „Lebung Group“ unterlagert wird. Betrachtet man zusätzlich die heutigen Böden, ist anzunehmen, dass die Infiltration hauptsächlich in Gebieten stattgefunden hat, die heute von Arenosol, Leptosol und Calcisol bedeckt werden. Eine Aussage, inwiefern Störungen an der Infiltration bzw. der Weiterleitung des Wassers in tiefere Untergrundschichten beteiligt waren, konnte nicht getroffen werden.

Zudem konnte die Lage des früheren Grundwasserspiegels in dem Gebiet um Letlhakane und Orapa rekonstruiert werden. Im Vergleich zum heutigen Grundwasserspiegel lag dieser zwischen 17 m und 58 m höher. Die Gründe für die Absenkung des Grundwassers während der letzten 10.000 bis 15.000 Jahre sind ebenfalls in paläoklimatischen wie auch tektonischen Ursachen zu suchen, die beide letztlich zur Austrocknung des Sees führten.

Die Fragestellungen dieser Arbeit hinsichtlich der Seestadien sowie deren Entstehung und Einfluss auf das Grundwasser konnten besonders durch den Einsatz digitaler Daten zügig bearbeitet werden. Auch analoge Daten, z.B. aus der Literatur, konnten schnell digitalisiert und anschließend mit anderen digitalen Daten, z.B. in ESRI® ArcGIS, zusammengeführt werden, so dass eine Fülle von Korrelation unterschiedlicher Datensätze möglich wurde.

Die hochauflösenden Satellitenbilder und SRTM – Daten ermöglichen eine hervorragende Bearbeitung von bestimmten Fragestellungen, in diesem Fall der Identifizierung von Strandwällen, mit sehr genauen Ergebnissen hinsichtlich der x-, y- und z – Koordinaten. Zudem ist eine Bearbeitung großer Gebiete mit geringem Zeit- und Kostenaufwand durchführbar.

Im Allgemeinen hat sich gezeigt, dass die gewählten Auswertungsverfahren wie die Auswertung von Literatur, Satellitenbildern und Bohrdaten hoch aufgelöste räumliche Informationen liefern, deren Interpretation erst die Schlussfolgerungen zur paläohydrogeologischen Vergangenheit der einzelnen Seestadien ermöglichte. Die erzielten

Ergebnisse legen nahe, dass insofern vergleichbare Daten auch für andere Untersuchungsgebiete vorliegen, das Auswertungsverfahren bezüglich ähnlicher Fragestellungen auch auf andere intra – kontinentale Becken angewendet werden kann.

10. Ausblick

- Für die weitere Erkundung des Untersuchungsgebietes wären die Durchführung und Auswertung von geophysikalischen Untersuchungen potentieller tiefliegender Grundwasserleiter sinnvoll. Die hierdurch gewonnenen Erkenntnisse über den tieferen Untergrundaufbau könnten Aufschluss über die Fließrichtungen und -wege des Grundwassers geben, wodurch genauere Aussagen über den Abfluss und Verbleib des Wasser aus dem Palaeo Lake – Makgadikgadi möglich wären. Zudem wären weitere Untersuchungen im Gebiet des Okavango Deltas wichtig, um besonders die Fließrichtung und damit den Verbleib des rezent gebildeten Grundwassers zu ermitteln. Hier könnte auch der Einsatz von geochemischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen hilfreich sein.
- Geophysikalische Untersuchungen könnten außerdem genutzt werden, um die tektonische Entwicklung des Untersuchungsgebietes weiter zu erforschen. Hierbei müssten insbesondere unterschiedliche tektonische und strukturgeologische Hypothesen überprüft werden, um zu einer Gesamtschau des tieferen Untergrundes zu gelangen.
- Um die Ursachen der Grundwasserabsenkung genauer zu klären, wären möglicherweise ebenfalls weitere Untersuchungen hinsichtlich paläoklimatischer und tektonischer Bedingungen förderlich. Auch die Kenntnis über den Verlauf von tektonischen Störungen könnte hierbei hilfreich sein. Weiterhin wäre es sinnvoll zu klären, ob es tiefliegende rezente Grundwasserleiter gibt.
- Weiterhin wäre eine genauere Untersuchung des Seeinflusses auf das Grundwasser nützlich. Hierzu könnten weitere Bohrdaten hinsichtlich „Calcrete“-Vorkommen ausgewertet werden, um zeigen zu können, wo der See in den Untergrund infiltriert hat.

In diesem Zusammenhang wäre es auch hilfreich, die überlagernden Gesteine des Ntane Sandsteins hinsichtlich wasserleitender oder wasserstauender Eigenschaften genauer zu untersuchen.

- Genauere Untersuchungen zur Wasserleitfähigkeit der Böden könnten ebenfalls Hinweise darauf liefern, wo Infiltration in den Untergrund möglich ist. Dies könnte auch besonders in Hinblick auf heutige Wasserverhältnisse nützlich sein.

11. Literaturangaben

- BAILLIEUL, T. A. (1979): Makgadikgadi Pans Complex of central Botswana: Summary.-- GSA Bulletin, Vol. **90**: 133 - 136.
- BAUMHAUER, R. (2006): Geomorphologie. HAAS, H.-D. (Hrsg.).--: 144 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- BÄUMLE, R. (2002): Geohydraulic Characterisation of Fractured Rock Flow Regimes. Regional Studies in Granite (Lindau, Black Forest, Germany) and Dolomite (Tsumeb Aquifers, Northern Namibia). Dissertation.-- Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften der Universität Karlsruhe (TH); Karlsruhe.
- BELZ, S. (2000): Nutzung von Landsat Thematic Mapper Daten zur Ermittlung hydrologischer Parameter. NESTMANN, P. D.-I. D. H. C. M. F. (Hrsg.).-- Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH), Heft **206**: 153 S.; Karlsruhe.
- COOKE, H. J. (1979): The Origin of the Makgadikgadi Pans.-- Botswana Notes & Records, Vol. **11**: 37 - 42.
- COOKE, H. J. (1980): Landform evolution in the context of climatic change and neo-tectonism in the Middle Kalahari of north-central Botswana.-- Transactions of the Institute of British Geographers NS, **5**: 80 - 99.
- COOKE, H. J. (1984): The evidence from northern Botswana of Late Quaternary climatic change. (In: J. C. Vogel (Ed.): Late Cainozoic palaeoclimates of the southern hemisphere).--: 520 S.; Rotterdam (Balkema).
- COOKE, H. J. & VERSTAPPEN, H. T. (1984): The landforms of the western Makgadikgadi basin in northern Botswana, with a consideration of the chronology of the evolution of Lake Palaeo - Makgadikgadi.-- Z. Geomorph. N. F., **28**: 1 - 19.
- DANIELS, R. B. & HAMMER, R. D. (1992): Soil Geomorphology.--: 236 S.; New York [u.a.] (John Wiley & Sons, Inc.).
- DE VRIES, J. J. (1984): Holocene Depletion and active recharge of the Kalahari Groundwaters - a review and an indicative Model.-- Journal of Hydrology, **70**: 221 - 232.
- DE VRIES, J. J.; SELAULO, E. T. & BEEKMAN, H. E. (2000): Groundwater recharge in the Kalahari, with reference to palaeo-hydrologic conditions.-- Journal of Hydrology, **238**: 110 - 123.
- DE WIT, P. & KGATLWANE, K. K. (1990): Soil map of the Republic of Botswana : Soil mapping and advisory services project FAO/BOT/85/011 / <1:1000000>.--: 1 Kt. in 2 Teilbl. : mehrfarb.; Gabarone : FAO of UN, 1990.
- DEBSWANA (2004): Wellfields groundwater monitoring report. Number 32,1 January to 31 December 2003. Internal report compiled by A. Doorgapershad and P. Khutjwe.--.
- EBERT, J. I. & HITCHCOCK, R. K. (1978): Ancient Lake Makgadikgadi, Botswana: Mapping, Measurement and Palaeoclimatic Significance.-- Palaeoecology of Africa, **10**: 47 - 56.
- FAO (2006): World reference base for soil resources 2006. A framework for international classification, correlation and communication.-- Food and agriculture organization of the united nations; Rom.
- FLACKE, W. & KRAUS, B. (2003): Koordinatensysteme in ArcGIS.--: 255 S.; Halmstad (Points Verlag Norden).
- GOUDIE, A. S. (1983): Calcrete. (In: GOUDIE, A. S. & PYE, K. (Eds.): Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment).--: S. 93 - 131; London (Academic Press).
- GREY, D. R. C. & COOKE, H. J. (1977): Some problems in the quaternary evolution of the landforms of northern Botswana.-- Catena, Vol. **4**: 123 - 133.
- GUMBRIGHT, T.; MCCARTHY, T. S. & MERRY, C. L. (2001): The topography of the Okavago Delta, Botswana, and its tectonic and sedimentological implications.-- South african journal of Geology, Vol. **104**: 243 - 264.

- GUPTA, R. P. (2003): Remote Sensing Geology.--: 655 S.; Berlin, Heidelberg (Springer - Verlag).
- HEINE, K. (1978): Jungquartäre Pluviale und Interpluviale in der Kalahari (Südliches Afrika).-- Palaeoecology of Africa, **10**: 31 - 39.
- HEINE, K. (1979): Reply to Cooke's discussion of: Radiocarbon Chronology of Late Quaternary Lakes in the Kalahari, Southern Africa.-- Catena, Vol. **6**: 259 - 266.
- HEINE, K. (1981): Aride und pluviale Bedingungen während der letzten Kaltzeit in der Südwest-Kalahari.-- Z. Geomorph. N. F., **38**: 1 - 37.
- HEINE, K. (1987): Zum Alter jungquartärer Seespiegelschwankungen in der mittleren Kalahari, südliches Afrika.-- Palaeoecology of Africa, **18**: 73 - 101.
- HEINE, K. (1988): Southern African palaeoclimates 35 - 25 ka ago: A preliminary summary.-- Palaeoecology of Africa, **19**: 305 - 315.
- HEINE, K. (2004a): Flood reconstructions in the Namib Desert, Namibia and Little Ice Age climatic Implications: Evidence from Slackwater Deposits and Desert Soil Sequences.-- Journal Geological society of India, **64**: 535 - 547.
- HEINE, K. (2004b): Little Ice Age climatic fluctuations in the Namib Desert, Namibia, and adjacent areas: Evidence of exceptionally large floods from slack water deposits and desert soil sequences. (In: SMYKATZ-KLOSS, W. & FELIX-HENNINGSEN, P. (Eds.): Palaeoecology of Quaternary Drylands (Lecture Notes in Earth Sciences 102)).--: S. 137 - 165; Berlin, Heidelberg, etc. (Springer).
- HEINE, K. (2006): Slackwater deposits and floodouts as evidence for flash floods in Namib Desert valleys, Namibia, and implications for settlements. (In: LESER, H. (Ed.): The Changing Culture and Nature of Namibia).--: S. 159 - 163; Basel-Windhoek (Basler Afrika Bibliographien).
- HELGREN, D. M. (1984): Historical Geomorphology and Geoarchaeology in the Southwestern Makgadikgadi Basin, Botswana.-- Annals of the Association of American Geographers, **72**: 298 - 307.
- HIPONDOKA, M. H. (2005): The development and Evolution of Etosha Pan, Namibia. Dissertation.--: 152 S.; Würzburg (Bayrische Julius - Maximilians - Universität).
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie.--: 441 S.; Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag).
- Internet – Quelle 1: SRTM – Daten. URL: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> bzw. <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/Africa/> (Abgerufen:12.07.2007).
- Internet – Quelle 2: Landsat TM 5 Satellitenbilder. URL:<http://glcf.umiacs.umd.edu/data/landsat/> (Abgerufen:13.07.2007).
- Internet – Quelle 3: Artikel *UTM-Koordinatensystem*. In: Wikipedia, Die freie Enzyklopädie. Bearbeitungsstand: 19. Februar 2008, 10:55 UTC. URL: <http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=UTM-Koordinatensystem&oldid=42711440> (Abgerufen:19. Februar 2008).
- Internet – Quelle 4: Artikel *Playa*. In: Lexikon der Geowissenschaften. URL:<http://www.wissenschaft-online.de/abo/lexikon/geo/12413> (Abgerufen: 19. Februar 2008).
- Internet – Quelle 5: USGS (Flood Definitions). URL: <http://ks.water.usgs.gov/Kansas/waterwatch/flood/definition.html> (Abgerufen: 19. Februar 2008).
- Internet – Quelle 6: Artikel *Botsuana*. In: Wikipedia, Die freie Enzyklopädie. Bearbeitungsstand: 26. Februar 2008, 07:31 UTC. URL: <http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Botsuana&oldid=43000307> (Abgerufen: 27. Februar 2008, 17:35 UTC)
- JONES, C. R. (1980): The Geology of the Kalahari.-- Botswana Notes&Records, Vol. **20**: 1 - 14.
- KINABO, B. D.; ATEKWANA, E. A.; HOGAN, J. P.; MODISE, M. P.; WHEATON, D. D. & KAMPUNZU, A. B. (2007): Early structural development of the Okavango rift zone, NW Botswana.-- Journal of African Earth Sciences, **48**: 125 - 136.

- KULONGOSKI, J. T.; HILTON, D. R. & SELAULO, E. T. (2004): Climate variability in the Botswana Kalahari from late Pleistocene to the present.-- *Geophysical Research letters*, **31,10**: 1 - 5.
- LANCASTER, I. N. (1979): Evidence for a widespread late Pleistocene humid period in the Kalahari.-- *Nature*, Vol. **279**: 145 - 146.
- LANCASTER, N. (1987): Formation and Reactivation of dunes in the Southwestern Kalahari: Palaeoclimatic implications.-- *Palaeoecology of Africa*, **18**: 103 - 110.
- LESER, H. (2003): *Geomorphologie*.--: 423 S.; Braunschweig (Westermann Schulbuchverlag GmbH).
- LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. (1994): *Remote Sensing and Image Interpretation*.--: 750 S.; New York [u.a.] (John Wiley & Sons, Inc.).
- MACHACHA, T. P. & MORTIMER, C. (1984): Geological Map of the Republic of Botswana <1:1000000>.-- Geological Survey Departement: 2 Kt. : mehrfarb.; Lobatse.
- MARGANE, A. & BEUKES, H. (2007): Investigation of Groundwater Resources and Airborne-Geophysical Investigation of Selected Mineral Targets in Namibia. Groundwater Investigations in the Eastern Caprivi Region, Phase II, 2006.-- BGR, unveröffentl. Ber., **0125832:4,2,4**: 52 S.; Windhoek.
- MAZOR, E.; VERHAGEN, B. T.; SELLSHCHOP, J. P. F.; JONES, M. T.; ROBINS, N. E.; HUTTON, L. & JENNINGS, C. M. H. (1977): Northern Kalahari Groundwaters: Hydrologic, isotopic and chemical studies at Orapa, Botswana.-- *Journal of Hydrology*, **34**: 203 - 234.
- MCCARTHY, T. S. (2006): Groundwater in the wetlands of the Okavango Delta, Botswana, and its contribution to the structure and function of the ecosystem.-- *Journal of Hydrology*, **320**: 264 - 282.
- MODISI, M. P. (2000): Fault system at the southern boundary of the Okavango Rift, Botswana.-- *Journal of African Earth Sciences*, **30,3**: 569-578.
- NASH, D. J. & MCLAREN, S. J. (2003): Kalahari valley calcrets: their nature, origins and environmental significance.-- *Quaternary International*, **111**: 3 - 22.
- NASH, D. J.; SHAW, P. A. & THOMAS, D. S. G. (1994): Duricrust development and valley evolution: Process-Landform links in the Kalahari.-- *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. **19**: 299 - 317.
- NUGENT, C. (1990): The Zambezi River: tectonism, climatic change and drainage evolution.-- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **78**: 55 - 69.
- PROTHERO, D. R. & SCHWAB, F. (2004): *Sedimentary Geology. An Introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*.--: 557 S.; New York (W.H. Freeman and Company).
- READING, H. G. (1986): *Sedimentary Environments and Facies*.--: 615 S.; Oxford [u.a.] (Blackwell Scientific Publications).
- REEVES, C. V. (1972): Rifting in the Kalahari?-- *Nature*, Vol. **237**: 95 - 96.
- RINGROSE, S.; HUNTSMAN-MAPILA, P.; KAMPUNZU, A. B.; DOWNEY, W.; COETZEE, S.; VINK, B.; MATHESON, W. & VANDERPOST, C. (2005): Sedimentological and geochemical evidence for palaeo-environmental change in the Makgadikgadi subbasin, in relation to the MOZ rift depression, Botswana.-- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **217**: 265 - 287.
- SCHÄFER, A. (2005): *Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie*.--: 414 S.; München (Elsevier GmbH).
- SCHÄFFER, U. (1998): Application of Remote Sensing Methods for Land-Use Studies in the Ghouta-Area of Damascus in Syria and in the Beka´a Valley in Lebanon.-- BGR, unveröffentl. Ber.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*.--: 593 S.; Heidelberg, Berlin (Spektrum Akademischer Verlag GmbH).
- SCHROEDER, D. & BLUM, W. E. H. (1992): *Bodenkunde in Stichpunkten*.--: 175 S.; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung).
- SCHWIEDE, M. (2007): Stickstoffhaushalt und Nitratauswaschung aus sandigen Böden der semiariden Kalahari, Botswana. Dissertation.-- Naturwissenschaftliche Fakultät der Wilhelm Leibniz Universität Hannover: 251 S.; Hannover.

- SHAW, P. (1985): Late Quaternary landforms and environmental change in northwest Botswana: the evidence of Lake Ngami and the Mababe Depression.-- Transactions of the Institute of British Geographers **10**: 333 - 346.
- SHAW, P. A. (1986): The Palaeohydrology of the Okavango Delta, some preliminary results.-- Palaeoecology of Africa **17**: 51 - 58.
- SHAW, P. A. (1988): After the Flood: the Fluvio-Lacustrine Landforms of Northern Botswana.- Earth-Science Reviews, **25**: 449 - 456.
- SHAW, P. A.; BATEMAN, M. D.; THOMAS, D. S. G. & DAVIES, F. (2003): Holocene fluctuations of Lake Ngami, Middle Kalahari: chronology and responses to climatic change.-- Quaternary International, **111**: 23 - 35.
- SHAW, P. A. & COOKE, H. J. (1986): Geomorphic Evidence for the late Quaternary Palaeoclimates of the middle Kalahari of northern Botswana.-- Catena, **13**: 349 - 359.
- SHAW, P. A.; COOKE, H. J. & PERRY, C. C. (1990): Microbialitic silcretes in highly alkaline environments: some observations from Sua Pan, Botswana.-- South African Journal of Geology, Vol. **93**: 803 - 808.
- SHAW, P. A.; COOKE, H. J. & THOMAS, D. S. G. (1988): Recent advances in the study of Quaternary landforms in Botswana.-- Palaeoecology of Africa, **19**: 15 - 26.
- SHAW, P. A. & THOMAS, D. S. G. (1993): Geomorphological Processes, Environmental Change and Landscape Sensitivity in the Kalahari Region of Southern Africa. (In: Landscape Sensitivity).--; (John Wiley&Sons).
- SHAW, P. A. & THOMAS, D. S. G. (1996): The Quaternary Palaeoenvironmental history of the Kalahari, Southern Africa.-- Journal of Arid Environments, **32**: 9 - 22.
- SMITH, R. A. (1984): The Lithostratigraphy of the Karoo Supergroup in Botswana.--: 239 S.
- STADLER, S. (2006): Investigation of natural processes leading to nitrate enrichment in aquifers of semi-arid regions.-- Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, **71**: 238 S.; Karlsruhe.
- STOKES, S.; THOMAS, D. S. G. & WASHINGTON, R. (1997): Multiple episodes of aridity in southern Africa since the last interglacial.-- Nature, **388**: 154 - 158.
- SUMMERFIELD, M. A. (1983): Silcrete. (In: GOUDIE, A. S. & PYE, K. (Eds.): Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment).--: S. 59 - 91; London (Academic Press).
- THOMAS, D. S. G.; BROOK, G.; SHAW, P.; BATEMAN, M.; HABERYAN, K.; APPLETON, C.; NASH, D.; MCLAREN, S. & DAVIES, F. (2003): Late Pleistocene wetting and drying in the NW Kalahari: an integrated study from the Tsodilo Hills, Botswana.-- Quaternary International, **104**: 53 - 67.
- THOMAS, D. S. G. & SHAW, P. A. (1991): The Kalahari Environment.--, 1. Auflage: 284 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- THOMAS, D. S. G. & SHAW, P. A. (2002): Late Quaternary environmental change in central southern Africa: new data, synthesis, issues and prospects.-- Quaternary Science Reviews, **21**: 783 - 797.
- THOMAS, D. S. G.; STOKES, S. & SHAW, P. A. (1997): Holocene aeolian activity in the southwestern Kalahari Desert, southern Africa: significance and relationships to late-Pleistocene dune-building events.-- The Holocene, **7,3**: 273 - 281.
- TYSON, P. D. & PRESTON-WHYTE, R. A. (2000): The Weather and Climate of Southern Africa.--; Oxford (Oxford University Press).
- WATSON, A. (1989): Desert crusts and rock varnish. (In: THOMAS, D. S. G. (Ed.): Arid Zone Geomorphology).--: S. 25 - 55; London (Belhaven Press).
- WELLFIELD (2000): Serowe Wellfield 2 Extension Project (TB10/3/10/95-96). Final Report. (Wellfield Consulting Services).-- Internal Report for the Ministry of Minerals, Energy and Water Affairs, Department of Water Affairs, Botswana.
- WILSON, B. H. & DINCER, T. (1976): An Introduction to the Hydrology and Hydrography of the Okavango Delta. (In: Proceedings of the symposium on the Okavango Delta and its future utilisation).--: S. 33 - 47; Gaborone, Botswana (Botswana Society).

12. Anhang

Anhang 1: Geologische und Bodenkundliche Übersichtskarten

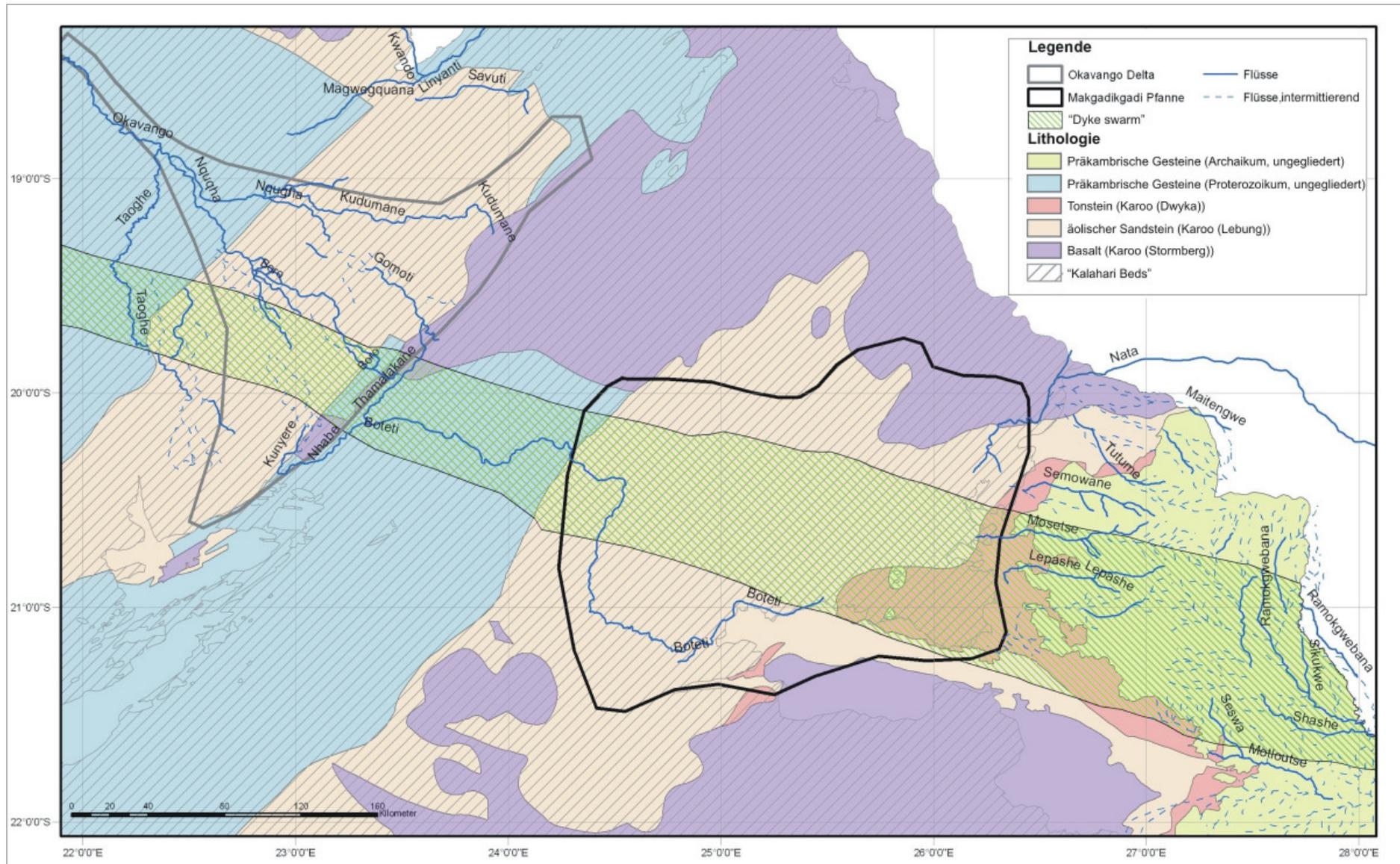


Abbildung 12-1: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Digitalisiert nach: Machacha&Mortimer (1984).

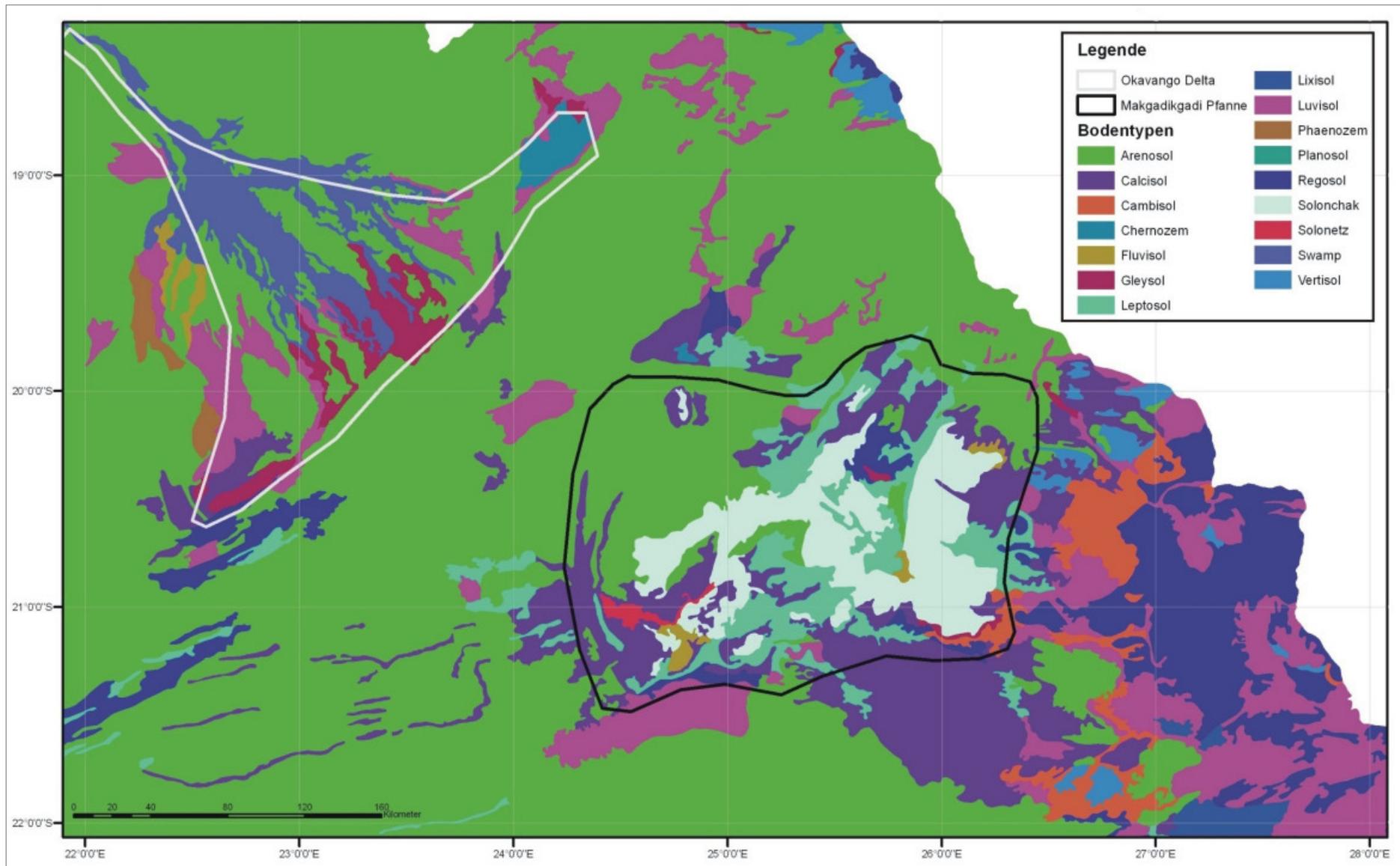


Abbildung 12-2: Bodenkundliche Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Digitalisiert nach: de Wit&Kgatlwane (1990).

Anhang 2: Satellitenbilder (Landsat TM 5) und digitales Geländemodell (DGM)

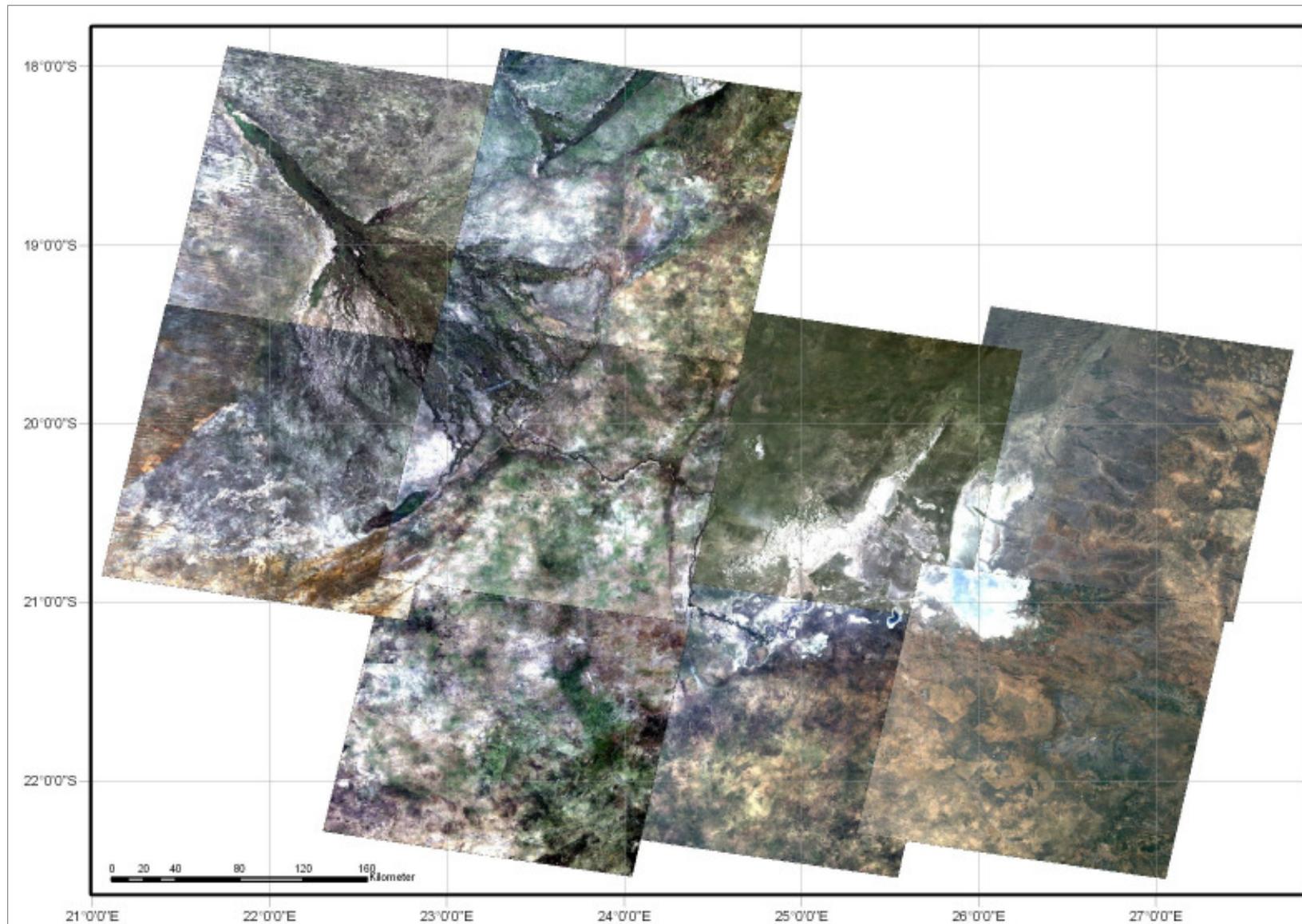


Abbildung 12-3: Satellitenbilder (Landsat TM5, Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) des Untersuchungsgebietes. Darstellung in Realfarben (Kombination der Kanäle 3 (rot), 2 (grün) und 1 (blau)).

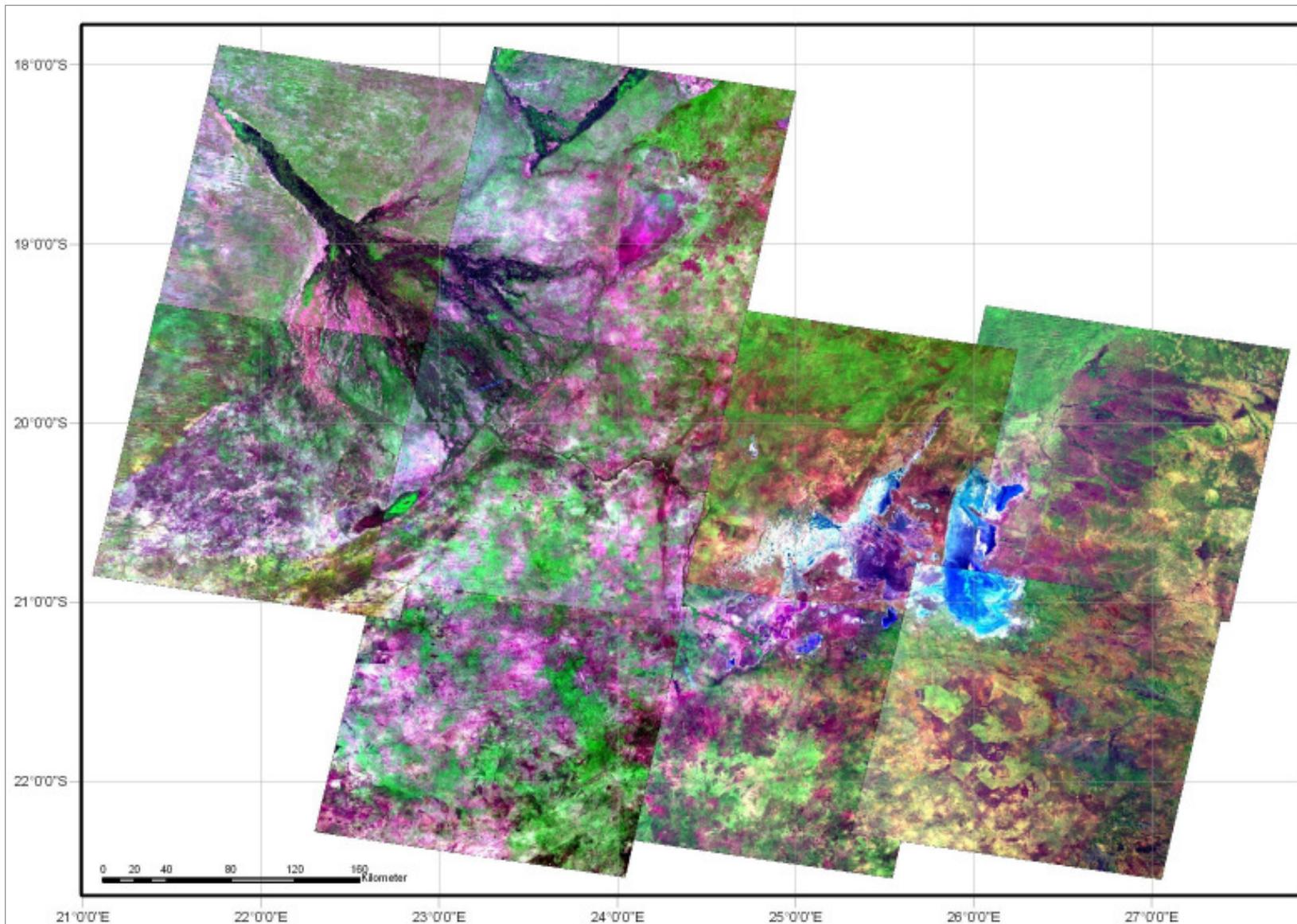


Abbildung 12-4: Satellitenbilder (Landsat TM5, Internet – Quelle 2, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) des Untersuchungsgebietes. Darstellung in Falschfarben (Kombination der Kanäle 7 (rot), 4 (grün) und 1 (blau)).

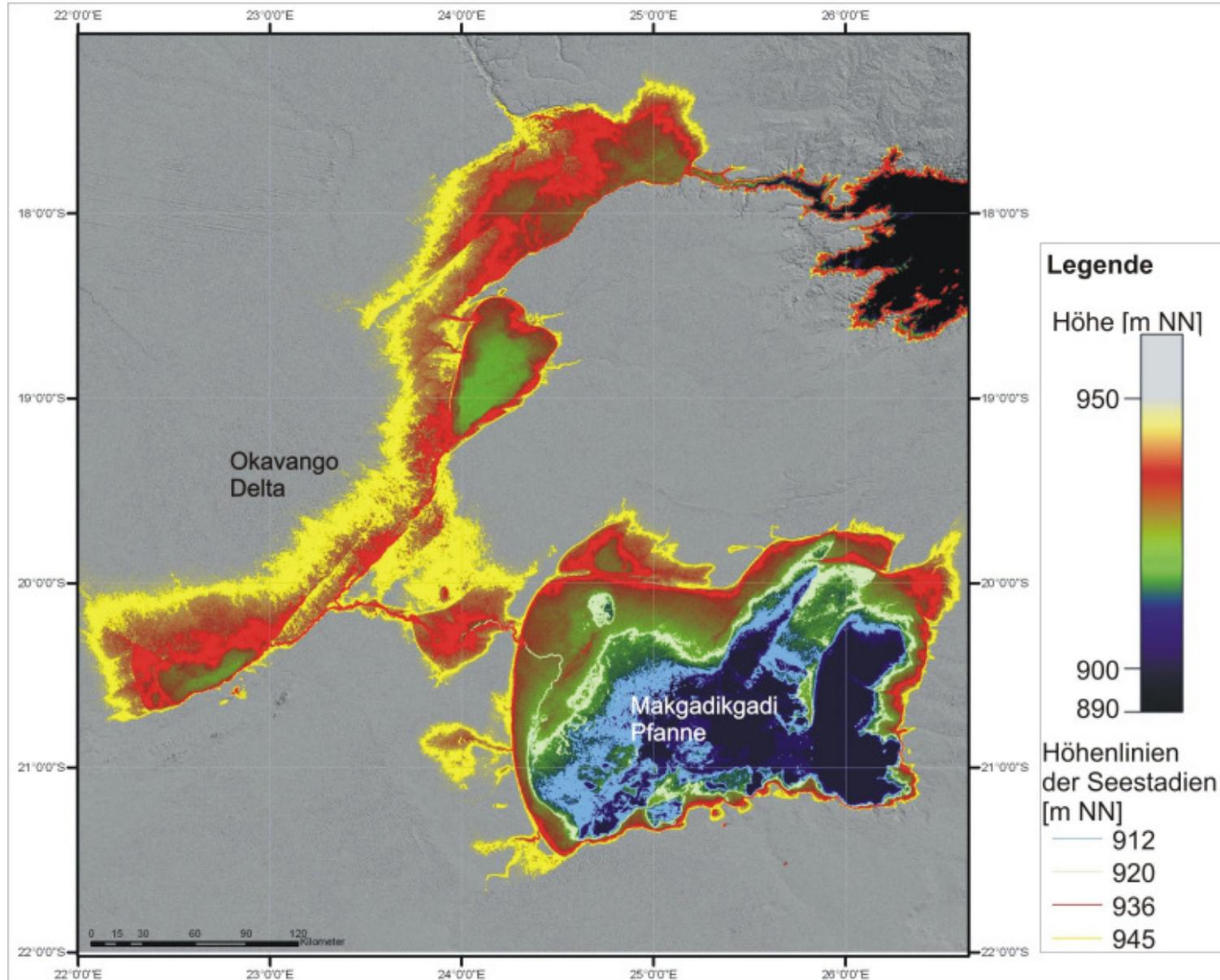


Abbildung 12-5: Auf SRTM – Daten (Internetquelle 1, siehe Literaturangaben (Kapitel 11)) basierendes digitales Geländemodell (DGM) mit den berechneten Höhenlinien der Seestadien im Untersuchungsgebiet.

Anhang 3: Gradientenberechnung

Die Berechnung der Gradienten erfolgte mit der Formel

$$m = \frac{\Delta h}{l} * 1000 \quad [\%] \quad \text{(Formel 12-1)}$$

zur Steigungsberechnung. Δh entspricht der Höhendifferenz zwischen zwei Bohrungen und l entspricht der Strecke zwischen zwei Bohrungen.

Rechenbeispiel Streckenverlauf Z5993 – Z5992:

$$m = \frac{0,0321}{17,1} = 1,88 \text{‰}$$

Es ist zu beachten, dass nur die Streckenläufe mit der Bohrung Z5993 auf die Makgadikgadi Pfanne gerichtet sind.

Tabelle 12-1: Gradientenberechnung der Calcrete – Unterkanten (UK).

Streckenverlauf (Bohrungen)	Strecke l [km]	Höhe 1. Bohrung [m NN]	Höhe 2. Bohrung [m NN]	Höhendifferenz zwischen den Bohrungen Δh [km]	Steigung m	Gradient [‰]
Z5993 - Z5992	17,1	926,4	958,5	0,0321	0,00187719	1,88
Z5993 - EB2	19,2	926,4	975,0	0,0486	0,00253125	2,53
Z5993 - Z4466	19,1	926,4	968,0	0,0416	0,00217801	2,18
Z7149 - Z5998	19,1	931,5	989,1	0,0576	0,00301675	3,02
Z7149 - Z7152	16,3	931,5	992,3	0,0608	0,00373313	3,73
Z7149 - Z7156	26,6	931,5	995,8	0,0643	0,00241654	2,42
Z7141 - Z7150	23,0	922,8	977,1	0,0543	0,00235739	2,36
Z7141 - Z7156	19,2	922,8	995,8	0,0729	0,00379844	3,80
Z7141 - Z7101	18,8	922,8	990,7	0,0679	0,00361223	3,61
Z7141 - Z7157	22,9	922,8	1016,7	0,0939	0,00409869	4,10
Z7141 - Z7139	25,2	922,8	997,9	0,07510	0,00297897	2,98

Tabelle 12-2: Gradientenberechnung der Calcrete – Oberkanten (OK).

Streckenverlauf (Bohrungen)	Strecke l [km]	Höhe 1. Bohrung [m]	Höhe 2. Bohrung [m]	Höhendifferenz zwischen den Bohrungen Δh [km]	Steigung m	Gradient [‰]
Z5993 - Z5992	17,1	932,4	962,5	0,0301	0,00176023	1,76
Z5993 - EB2	19,2	932,4	979,0	0,0466	0,00242708	2,43
Z5993 - Z4466	19,1	932,4	983,0	0,0506	0,00264921	2,65
Z7149 - Z5998	19,1	933,5	991,1	0,0576	0,00301675	3,02
Z7149 - Z7152	16,3	933,5	1008,3	0,0748	0,00459202	4,59
Z7149 - Z7156	26,6	933,5	1003,8	0,0703	0,00264211	2,64
Z7141 - Z7150	23,0	949,8	988,1	0,0383	0,00166174	1,66
Z7141 - Z7156	19,2	949,8	1003,8	0,0540	0,00280885	2,81
Z7141 - Z7101	18,8	949,8	1022,7	0,0729	0,00387819	3,88
Z7141 - Z7157	22,9	949,8	1022,7	0,0729	0,00318166	3,18
Z7141 - Z7139	25,2	949,8	1024,9	0,0751	0,00297897	2,98

Tabelle 12-3: Gradientenberechnung der GOK.

Streckenverlauf (Bohrungen)	Strecke l [km]	Höhe 1. Bohrung [m NN]	Höhe 2. Bohrung [m NN]	Höhendifferenz zwischen den Bohrungen Δh [km]	Steigung m	Gradient [‰]
Z5993 - Z5992	17,1	932,4	962,5	0,0301	0,00176023	1,76
Z5993 - EB2	19,2	932,4	979,0	0,0466	0,00242708	2,43
Z5993 - Z4466	19,1	932,4	983,0	0,0506	0,00264921	2,65
Z7149 - Z5998	19,1	1006,5	993,1	-0,0134		
Z7149 - Z7152	16,3	1006,5	1024,3	0,0178	0,00109509	1,10
Z7149 - Z7156	26,6	1006,5	1035,8	0,0293	0,00110075	1,10
Z7141 - Z7150	23,0	1038,8	1017,1	-0,0217		
Z7141 - Z7156	19,2	1038,8	1035,8	-0,0030		
Z7141 - Z7101	18,8	1038,8	1045,7	0,0069	0,00036755	0,37
Z7141 - Z7157	22,9	1038,8	1053,7	0,0149	0,00064891	0,65
Z7141 - Z7139	25,2	1038,8	1034,9	-0,0039		

Anhang 4: Bohrprofile

Bohrprofile der auf dem Profil A – B liegenden Bohrungen sowie der Bohrungen Z5993, Z2530 und Z3973. Die Daten wurden aus Debswana (2004) entnommen.

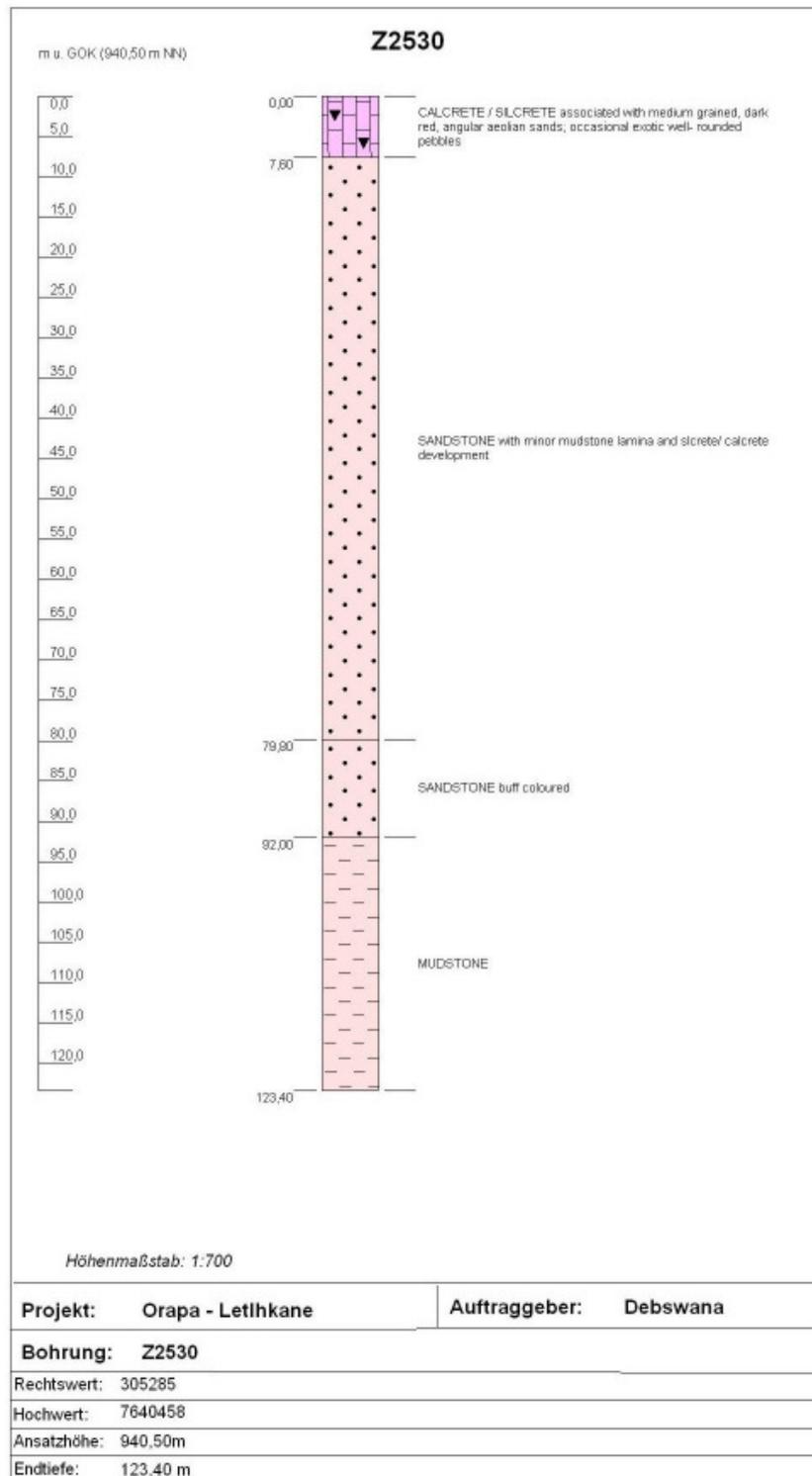


Abbildung 12-6: Bohrprofil der Bohrung Z2530.

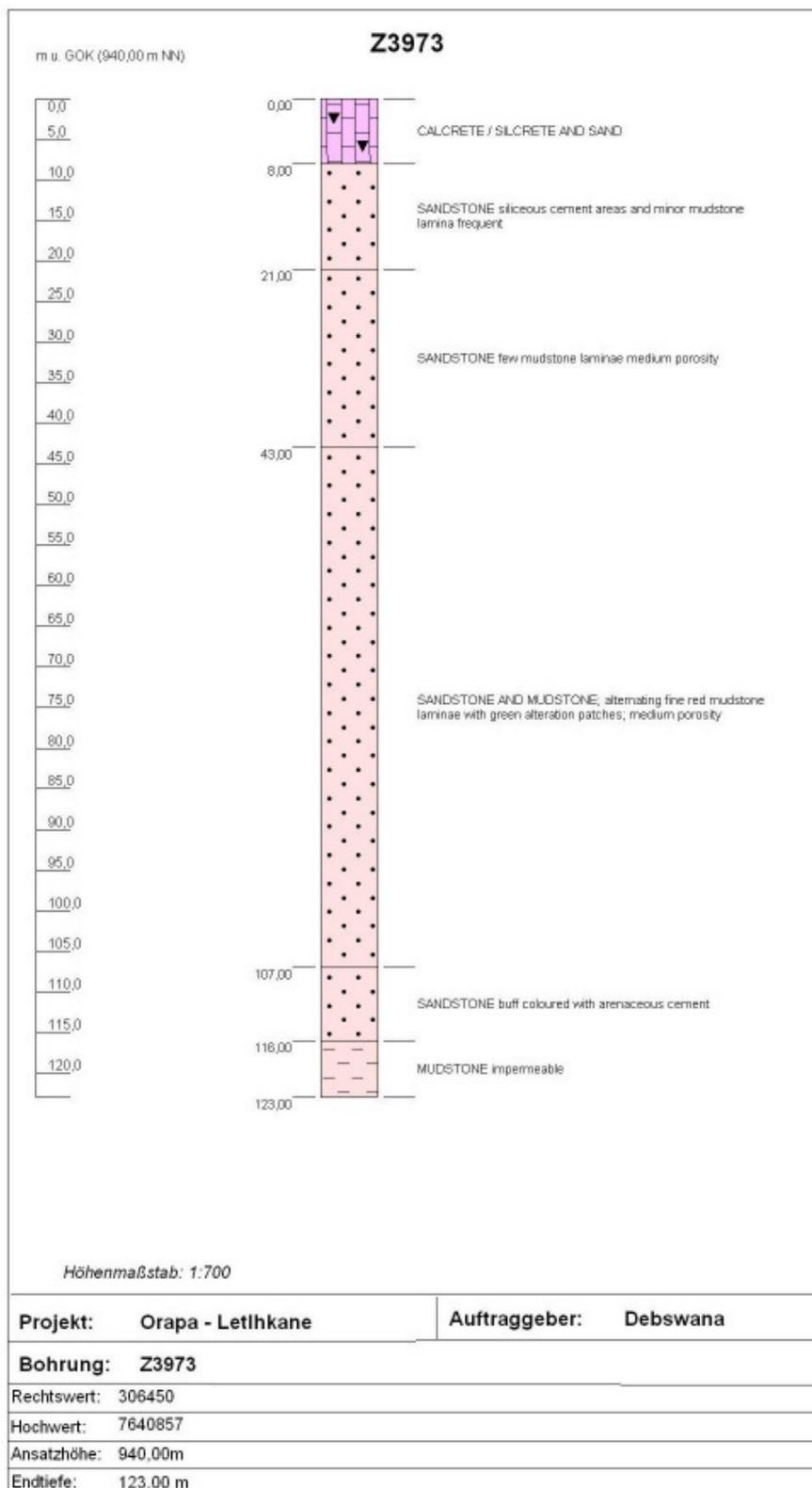


Abbildung 12-7: Bohrprofil der Bohrung Z3973.

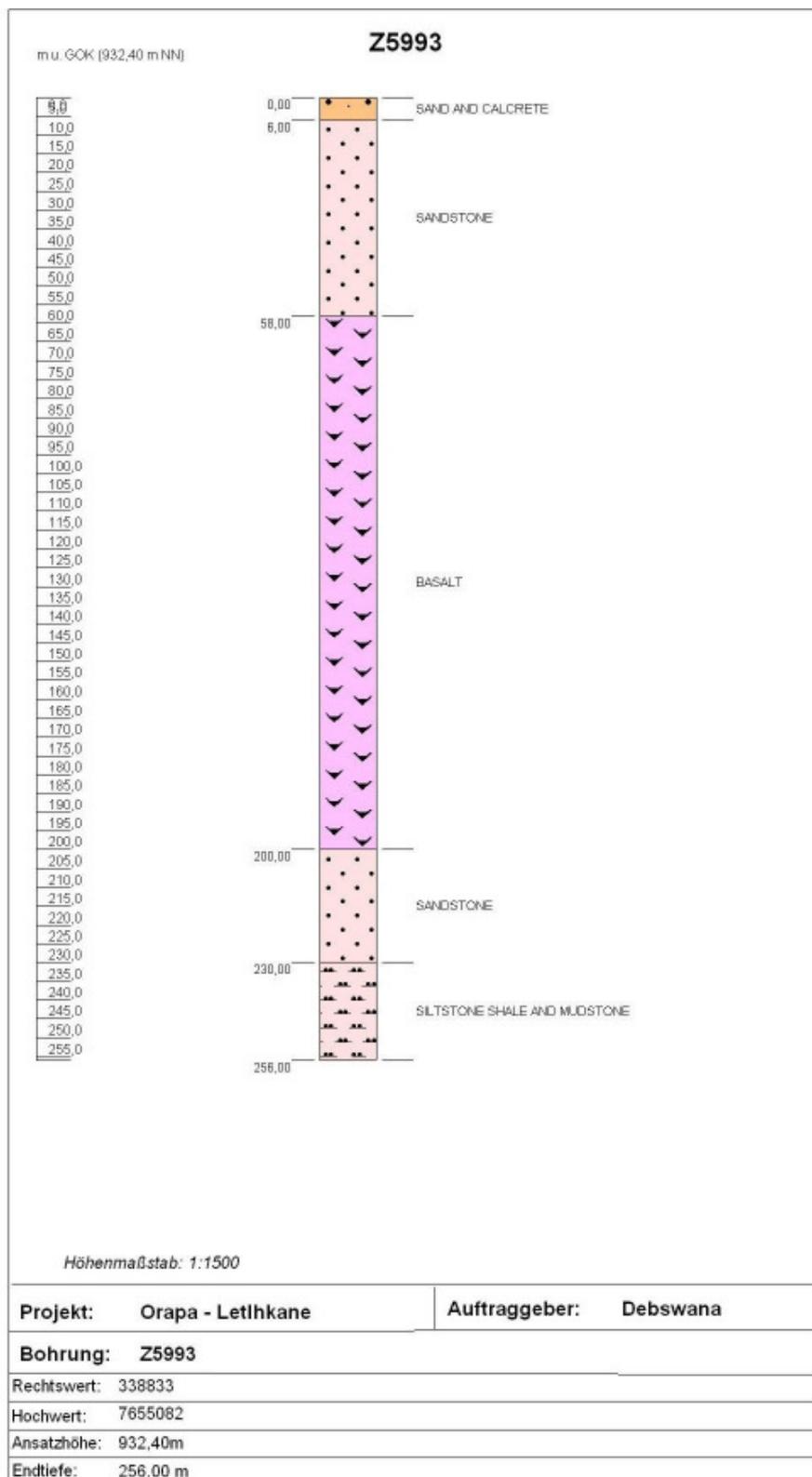


Abbildung 12-8: Bohrprofil der Bohrung Z5993.

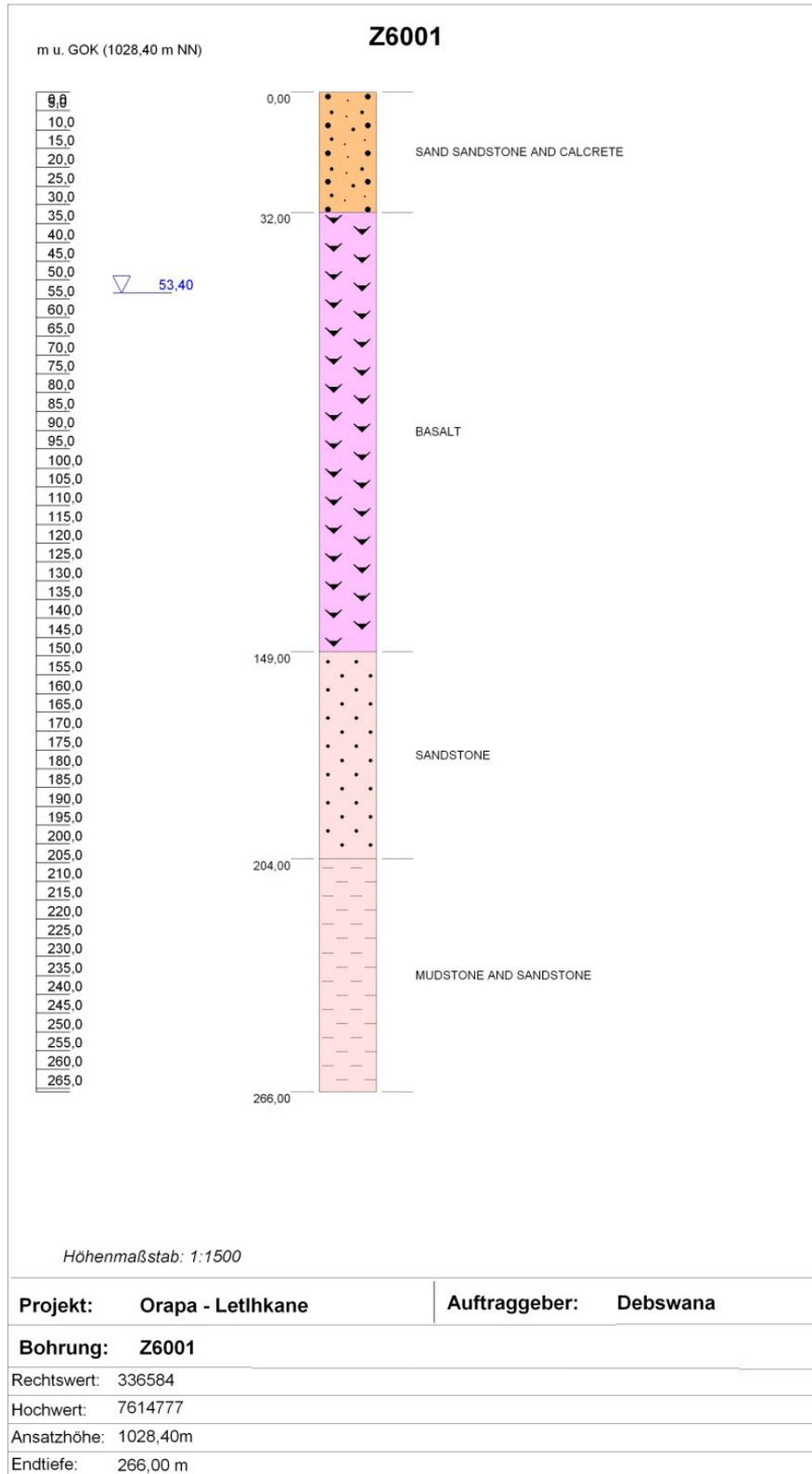


Abbildung 12-9: Bohrprofil der Bohrung Z6001.

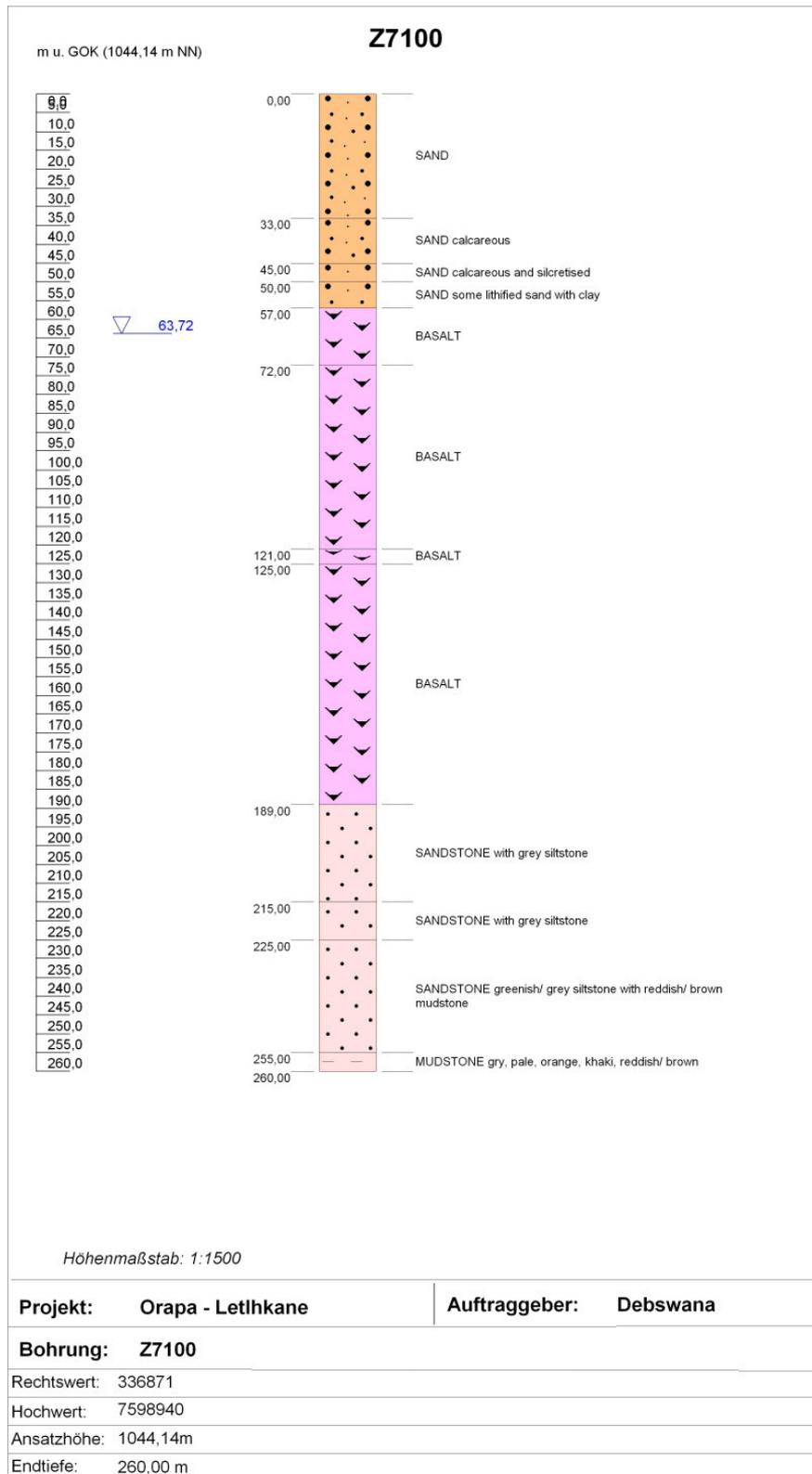


Abbildung 12-10: Bohrprofil der Bohrung Z7100.

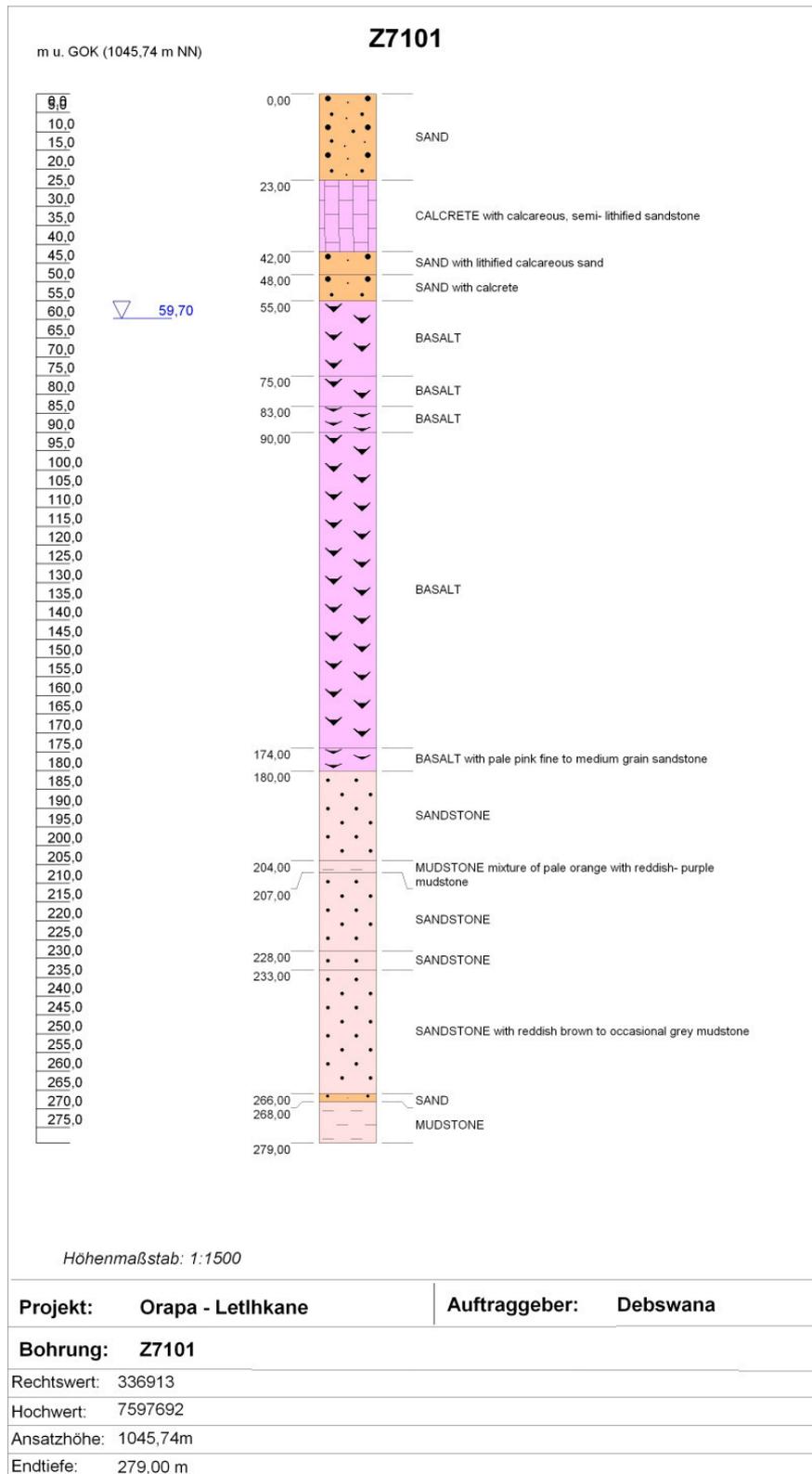


Abbildung 12-11: Bohrprofil der Bohrung Z7101.

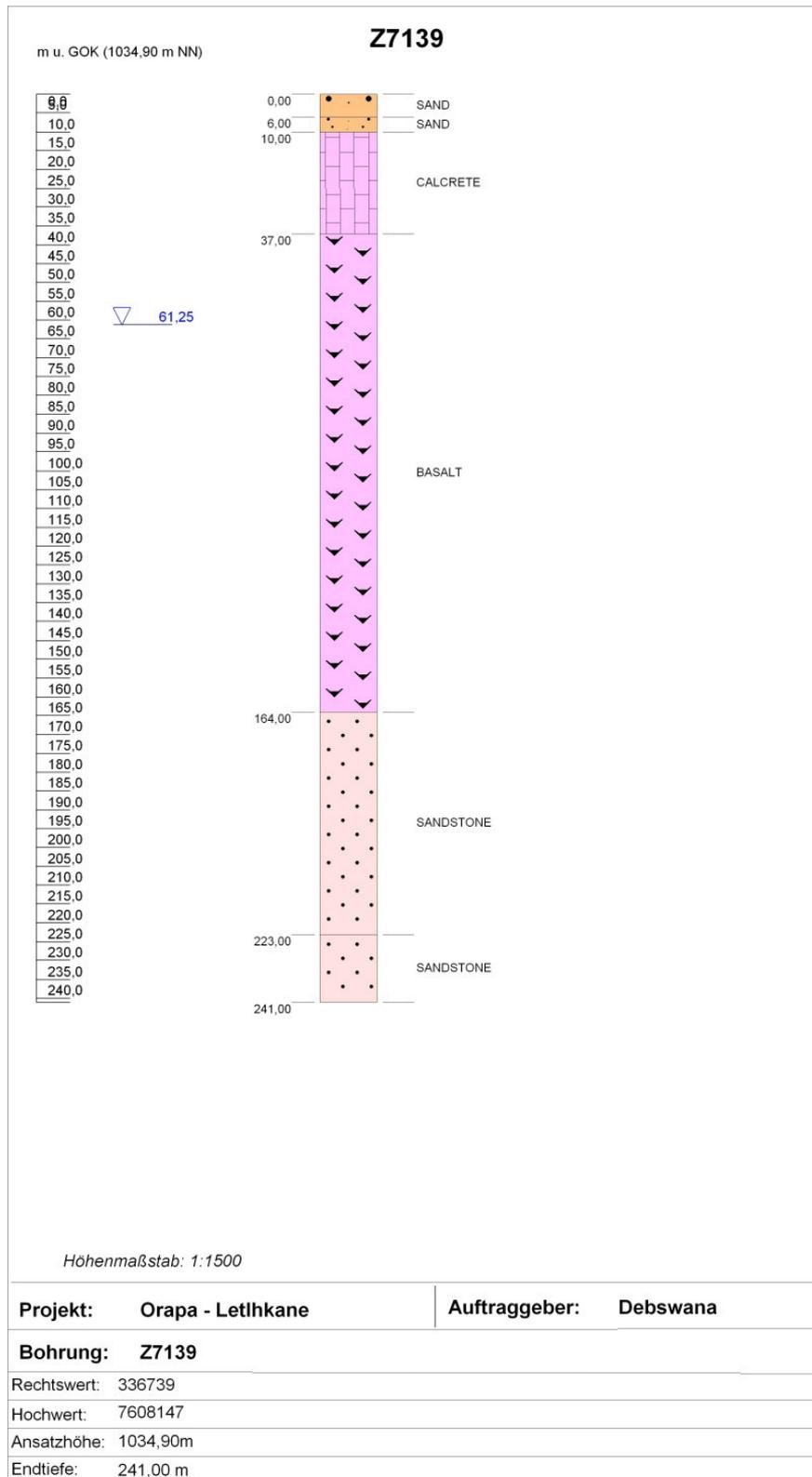


Abbildung 12-12: Bohrprofil der Bohrung Z7139.

Anhang 5: Vergleich der z – Koordinaten der Bohrungen mit SRTM – Daten

Tabelle 12-4: Vergleich der aus den Bohrdaten bekannten z – Koordinaten (DEBSWANA 2004) mit den aus den SRTM – Daten ausgelesenen z – Koordinaten der Bohrungen um Letlhakane und Orapa. Bohrungen, die bei der Auswertung aufgrund zu stark abweichender Werte nicht berücksichtigt wurden, sind in gelb gekennzeichnet. Koordinaten sind im UTM – System (WGS84) angegeben.

Bohrungsname	x – Koordinate [m]	y – Koordinate [m]	z - Koordinate aus Bohrdaten [m NN]	z – Koordinate aus SRTM – Daten [m NN]	Differenz der z – Koordinaten [m NN]
EB2	340311	7636105	979,00	987,40	8,40
OB13	344540	7636391	1.018,80	984,87	-33,93
OB15	349823	7623755	1.009,00	1012,00	3,00
Z2530	305285	7640458	940,50	941,13	0,63
Z3077	355146	7631494	986,60	988,69	2,09
Z3973	306450	7640857	940,00	938,94	-1,06
Z4466	332801	7637031	983,00	986,03	3,03
Z5992	353471	7646299	962,50	966,99	4,49
Z5993	338833	7655082	932,40	935,80	3,40
Z5994	344066	7626033	1.001,90	1004,67	2,77
Z5998	312625	7629399	993,10	1001,31	8,21
Z6001	336584	7614777	1.028,40	1030,99	2,59
Z6002	323721	7598138	998,60	1042,00	43,40
Z6003	357322	7624633	996,00	999,33	3,33
Z6109	358953	7615294	996,00	1020,51	24,51
Z6110	357447	7619054	1.013,00	1017,12	4,12
Z6111	353500	7615903	1.025,00	1031,35	6,35
Z6113	353392	7619413	1.016,00	1021,21	5,21
Z6114	353505	7615896	1.015,00	1031,42	16,42
Z6125	353459	7617417	1.034,00	1026,99	-7,01
Z6126	349280	7620921	1.020,00	1016,56	-3,44
Z6127	357278	7624736	1.010,00	998,45	-11,55
Z6128	349286	7620903	1.014,00	1016,82	2,82
Z7087	364888	7607807	989,00	1030,26	41,26
Z7090	361751	7609015	1.026,00	1030,71	4,71
Z7092	362317	7614744	1.027,00	1016,34	-10,66
Z7093	360305	7621881	995,96	1000,33	4,37
Z7095	357946	7623443	1.013,00	995,66	-17,34
Z7100	336871	7598940	1.044,14	1051,52	7,38
Z7101	336913	7597692	1.045,74	1052,82	7,08
Z7102	331048	7630962	1.035,02	998,16	-36,86
Z7139	336739	7608147	1.034,90	1043,21	8,31
Z7141	320161	7589246	1.038,83	1044,75	5,92
Z7143	323721	7598138	1.034,84	1042,00	7,16
Z7145	320095	7589263	1.039,61	1045,60	5,99
Z7146	329957	7610177	1.031,89	1038,99	7,10
Z7147	312891	7595648	1.031,15	1035,57	4,42
Z7148	329928	7610126	1.031,59	1038,68	7,09
Z7149	302354	7613446	1.006,48	1009,49	3,01
Z7150	301505	7602530	1.017,05	1021,63	4,58
Z7151	301443	7601153	1.018,89	1023,36	4,47
Z7152	318630	7613263	1.024,33	1027,21	2,88
Z7154	318646	7613198	1.024,11	1028,07	3,96
Z7155	324857	7600761	1.035,94	1041,48	5,54
Z7156	328005	7606652	1.035,76	1043,25	7,49
Z7157	342823	7586108	1.053,69	1058,63	4,94
Z7188	356634	7625718	1.025,00	993,13	-31,87
Z7189	342811	7586080	1.052,84	1059,21	6,37
Z8037	364978	7617990	1.013,70	1021,47	7,77
Z8040	336197	7633107	1.010,60	993,00	-17,60
Z8041	336209	7632704	1.010,50	993,07	-17,43

Anhang 6: Früherer und heutiger Grundwasserflurabstand

Der frühere Grundwasser – Flurabstand entspricht der erbohrten Unterkante (UK) der Calcretes. Der heutige Grundwasser – Flurabstand wurde in den Bohrlöchern gemessen. Da die Lagen sowohl für den früheren wie auch für den heutigen Grundwasserflurabstand in m unter der GOK angegeben sind, wurden diese in m NN umgerechnet. Zudem wurde der Abstand zwischen dem früheren und heutigen Grundwasser – Flurabstand berechnet (Tabelle 12-5).

Tabelle 12-5: Frühere und heutige Grundwasserstände sowie Berechnung des Abstandes zwischen dem früheren und heutigen Grundwasserflurabstand. Werte, die nicht bekannt sind, wurden mit „nb“ gekennzeichnet. Die Koordinaten sind im UTM – System (WGS84) angegeben. Daten aus: DEBSWANA 2004.

Bohrungsname	x – Koordinate [m]	y – Koordinate [m]	GOK [m NN]	Grundwasser – Flurabstand früher [m unter GOK]	Grundwasser – Flurabstand früher [m ü NN]	Grundwasser – Flurabstand heute [m unter GOK]	Grundwasser – Flurabstand heute [m ü NN]	Abstand zwischen früherem und heutigem Grundwasser - Flurabstand [m]
EB2	340311	7636105	979,0	4,0	975,0	nb	nb	nb
Z2530	305285	7640458	940,5	7,6	932,9	nb	nb	nb
Z3077	355146	7631494	986,6	8,0	978,6	66,1	920,5	58,1
Z3973	306450	7640857	940,0	8,0	932,0	nb	nb	nb
Z4466	332801	7637031	983,0	15,0	968,0	nb	nb	nb
Z5992	353471	7646299	962,5	4,0	958,5	nb	nb	nb
Z5993	338833	7655082	932,4	6,0	926,4	nb	nb	nb
Z5994	344066	7626033	1001,9	8,0	993,9	nb	nb	nb
Z5998	312625	7629399	993,1	4,0	989,1	nb	nb	nb
Z6001	336584	7614777	1.028,4	32,0	996,4	53,4	975	21,4
Z6111	353500	7615903	1025,0	24,0	1001,0	nb	nb	nb
Z6125	353459	7617417	1034,0	28,0	1006,0	nb	nb	nb
Z7100	336871	7598940	1044,1	nb	nb	63,7	980,4	nb
Z7101	336913	7597692	1045,7	42,0	1003,7	59,7	986,0	17,7
Z7139	336739	7608147	1034,9	37,0	997,9	61,2	973,7	24,2
Z7141	320161	7589246	1038,8	116,0	922,8	87,9	950,9	-28,1
Z7146	329957	7610177	1031,9	26,0	1005,9	65,0	966,9	39
Z7148	329928	7610126	1031,6	25,0	1006,6	60,8	970,8	35,8
Z7149	302354	7613446	1006,5	75,0	931,5	nb	nb	nb
Z7150	301505	7602530	1017,1	40,0	977,1	nb	nb	nb
Z7151	301443	7601153	1018,9	65,0	953,9	nb	nb	nb
Z7152	318630	7613263	1024,3	32,0	992,3	nb	nb	nb
Z7154	318646	7613198	1024,1	30,0	994,1	54,8	969,3	24,8
Z7155	324857	7600761	1035,9	nb	nb	66,6	969,3	nb
Z7156	328005	7606652	1035,8	40,0	995,8	nb	nb	nb
Z7157	342823	7586108	1053,7	37,0	1016,7	nb	nb	nb
Z7189	342811	7586080	1052,8	39,0	1013,8	nb	nb	nb
Z8037	364978	7617990	1013,7	12,0	1001,7	nb	nb	nb