

GEOMORPHOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN AN INSELBERGEN IM SÜDLICHEN ZIMBABWE

Mit 11 Abbildungen und 3 Tabellen

WOLFGANG RÖMER

Summary : Geomorphological observations on inselbergs in southern Zimbabwe

The study area is located in southern Zimbabwe. The greatest part of the area comprises surfaces of low relief dipping to the south east. Long, narrow ridges extending in a NE-SW direction are the typical landforms of the greenstone terrains. Due to the structural and lithological control several rock-dependent summit levels have formed. Landscapes with low relief, however, are to be found on the gneissic and granitic basement. Most inselbergs are associated with microcline-rich granitoid rocks. On these rocks, inselbergs are larger and more closely spaced than on the less potassic counterparts. Apart from areas of foliated gneissic rocks, there is usually no difference in soil depth on the various granitoid rocks of the basement. Thin sections of fresh and weathered rock showed that plagioclase splits more readily even when the rocks are only slightly weathered. The difference in the rate of weathering between the more potassic granitoid rocks and the plagioclase-rich rocks seems to be more pronounced at lesser soil depth.

On the basis of field observations it is suggested that sheetwash and splash are the dominant hillslope processes. Soils on the pediments are usually no deeper than 0.8–1.5 m. The upper 10–15 cm of the soil profile are well sorted. The pediments appear to evolve in relation to a slowly incising river or a stable local base level. Quantitative morphometric analysis shows significant relationships between the width of pediments, the gradient of rivers and the relative relief of the inselbergs. Therefore the change of the slope form is related to changes in the width and gradient of the pediments.

Zusammenfassung: Das Arbeitsgebiet befindet sich im Süden von Zimbabwe. Weite Teile des Arbeitsgebietes werden von ausgedehnten Flächen und Flächensystemen eingenommen, die von NE-SW verlaufenden Ketten und Kämmen, die an die Gesteine der Grünsteinkomplexe angelehnt sind, durchzogen werden. Aufgrund der deutlichen Anpassung der Oberflächenformen an den geologischen Untergrund haben sich auf den Grünsteinarealen verschiedene, gesteinsabhängige Kuppen- und Kammniveaus herausgebildet. Im Gegensatz dazu sind die Gebiete des Gneis- und Granitbasements durch das Vorherrschen von Flächen, Pedimenten und Inselbergen gekennzeichnet. Das Auftreten von Inselbergen ist mit dem Vorkommen von stärker mikroklinhaltigen granitoiden Gesteinen assoziiert. Auf diesen sind Inselberge in der Regel deutlich größer und auch häufiger zu beobachten als auf dem angrenzenden, durch geringere Kaliumgehalte gekennzeichneten, tonalitischen Basement. Unterschiede in der Mächtigkeit der Verwitterungsbildungen sind auf den verschiedenen granitoiden Gesteinen des Arbeitsgebietes allerdings nicht zu beobachten. Ausnahmen hiervon bilden lediglich die von stärker geschiefertem Gneis und gneisartigen Gesteinen eingenommenen Bereiche.

Mikroskopische Untersuchungen an Gesteinsdünnschliffen zeigen, daß deutliche Unterschiede im Verwitterungsverhalten der Feldspäte bestehen. Die meisten Plagioklase weisen relativ früh Zersetzungserscheinungen auf, die zu einer Lockerung des Gesteinsverbandes beizutragen. Dabei sind die Unterschiede im Verwitterungsverhalten zwischen den K-Feldspäten und den Na,Ca-Feldspäten offensichtlich bei einer geringen Boden- oder Sedimentbedeckung am ausgeprägtesten.

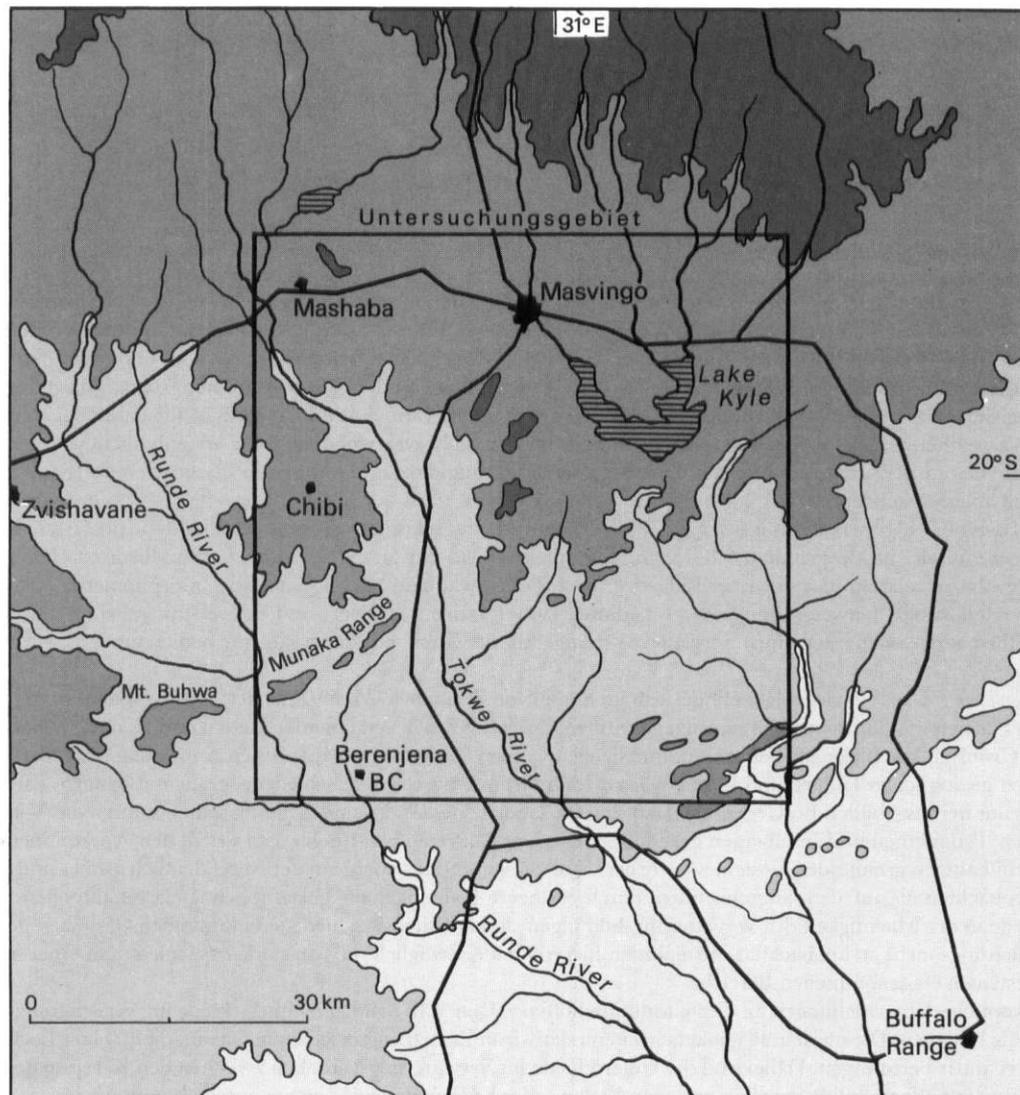
Beobachtungen im Gelände zeigen, daß Splash- und Spülvorgänge auf den Pedimenten dominieren. Die Mächtigkeit der Böden und Sedimente variiert zwischen 0,8 und 1,5 m, wobei insbesondere in den obersten 10–15 cm der Profile deutlich sortierte Lagen auftreten.

Nach den bisherigen Untersuchungen setzt die Entwicklung der Pedimente bei eingeschränkter Tiefenerosion oder nach der erfolgten Einstellung auf die lokale Erosionsbasis des tieferen Flächenstockwerkes ein. Morphometrische Analysen zeigen, daß eine signifikante Beziehung zwischen der Neigung der Pedimente, dem Gefälle der Flußläufe und der Ausdehnung der Pedimente besteht, die sich nach der erfolgten Einstellung der Flußläufe auf das untere Stockwerk einstellt und mit deutlichen Veränderungen in der Hangformung einhergeht.

1 Einleitung

Inselberge sind, zusammen mit Rumpfflächen und Rumpfstufen, in weiten Teilen der subtropischen und tropischen Schildregionen die vorherrschenden Landschaftsformen. Zu ihrer morphogenetischen Deutung werden dabei je nach Region und Autor z. T. deutlich

voneinander abweichende Theorien herangezogen, die von klimamorphologischen Vorstellungen, wie z. B. der doppelten Einebnung (BÜDEL 1957) und der divergierenden Verwitterung und Abtragung (BREMER 1971, 1986) bis hin zu stärker akklimatisch ausgerichteten Erklärungsversuchen wie dem Pediplanationsmodell von KING (1967, 1975) reichen (vgl. THOMAS 1978). Trotz



Höhenschichten in m

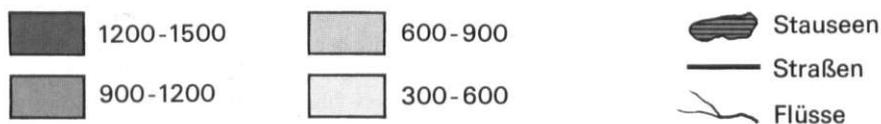


Abb. 1: Höhenverteilung und Lage des Arbeitsgebietes (umrahmter Bereich)
(Generalisiert nach Relief-Karte 1:1.000.000 Government of Zimbabwe)

Altitudinal distribution and location of the fieldwork area
(Generalized from Relief Map 1:1.000.000 Government of Zimbabwe)

zahlreicher Studien mangelt es noch immer an einer quantitativen morphometrischen Kennzeichnung dieser Formen, so daß die Beziehungen zwischen Inselbergen, Pedimenten und Flächen in vielen Fällen nur unzureichend definiert werden können. In der vorliegenden Arbeit sollen dazu einige Beobachtungen

und Untersuchungen, die im Süden Zimbabwes durchgeführt wurden, vorgestellt werden.

Das Arbeitsgebiet liegt im Süden von Zimbabwe zwischen $20^{\circ} 07' S$ und $20^{\circ} 45' S$ bzw. $30^{\circ} 15' E$ und $30^{\circ} 55' E$ etwa 350 km südlich der Hauptstadt Harare. Im Norden reicht es in den Victoria Distrikt mit der

Hauptstadt Masvingo, im Süden und Westen gehören weite Teile dem Belingwe-, Chibi-, Matibi- und Nuanetsi Distrikt an. Die mittleren Jahresniederschläge liegen im Süden zwischen 450 und 600 mm und steigen im Norden in der Beza Range (1100 m NN) auf mehr als 1000 mm an. Von April bis Oktober ist eine ausgeprägte Trockenzeit vorhanden.

Nach LISTER (1979) und WHITLOW (1979, 1983) treten in Zimbabwe vier Höhenstockwerke auf, die den von KING (1967) und in jüngerer Zeit von PATRIDGE und MAUD (1987, 1988) beobachteten Flächensystemen zugeordnet werden. Nach dieser Gliederung umfaßt der Untersuchungsraum Teile der "upper post African" Rumpffläche bei Masvingo und der "lower post African" Rumpffläche im Süden bei Berenjena BC (Abb. 1).

Inselberge, Inselberggruppen und Inselgebirge treten mit Ausnahme der Regionen im Bereich der Grünsteinkomplexe auf nahezu allen kristallinen Gesteinen des Basements auf. Bevorzugt sind allerdings die Gebiete, in denen granitoide Gesteine weitflächig anstehen. Insbesondere auf den zum Tokwe River abdachenden Bereichen des Chibi Batholiths und im Süden auf den sog. porphyrischen Graniten treten Blockinselberge, domförmige Felsmonolithe (Bornhardts) und untergeordnet auch Tors auf.

2 Geologischer Überblick

Die Verbreitung der im Arbeitsgebiet vertretenen Gesteine wird von den im Präkambrium angelegten Strukturen bestimmt. Es handelt sich im wesentlichen um Granit-Grünsteinkomplexe, in die vor ca. 2,5–2,6 Mrd. Jahren das Great Dyke System intrudierte. Die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Gesteine sind also älter als 2,5 Mrd. Jahre (vgl. BICKLE et al. 1993). Der Südteil des Gebietes, zwischen der Ortschaft Chibi und dem Zusammenfluß des Tokwe mit dem Musorski River, bildete ursprünglich den Saum zwischen der mobilen Zone des Limpopo Gürtels und dem Zimbabwe Kraton. Durch die Limpopo-Orogenese (vor ca. 1,9 Mrd. Jahren) wurden der Kapvaal Kraton und der Zimbabwe Kraton zusammengefügt (vgl. PETERS 1991). Diese Zone wird im Chibi- und Belingwe Distrikt durch hochmetamorphe Gesteine repräsentiert, die vorherrschend in NE-SW und ENE-WSW-Richtung streichen. Es handelt sich um Gneise, Granulite, bzw. Granulitgneise unterschiedlicher Zusammensetzung, die im Süden zunehmend von tektonischen Deformationen erfaßt wurden (ROBERTSON 1974).

Nach WORST (1962) und ROBERTSON (1973, 1974) lassen sich die ältesten Gesteine dem Bulawayan

System zuordnen, während die granitoiden Gesteine und stärker differenzierten ultramafischen Gesteine nur unzureichend eingeordnet werden können. Sie sind auf jeden Fall älter als die Gesteine des Great Dyke Systems (WORST 1962). Zu den jüngeren Intrusionen zählen dabei der Chibi- und Zimbabwe Batholith. Daneben treten im Süden des Chibi- und Belingwe Distriktes und am Nord- und Westrand des Zimbabwe Batholiths porphyrische Granite auf, die vermutlich die jüngsten Gesteine im Arbeitsgebiet sind.

Von Norden nach Süden läßt sich der Untersuchungsraum grob in vier Bereiche untergliedern (Abb. 2). Die zwischen Masvingo und Mashava im wesentlichen E-W und NE-SW verlaufenden Grünsteinzüge, die von Phylliten, basischen und ultrabasischen Gesteinen, Quarziten und Jaspilliten aufgebaut werden und im Süden an das ältere, aus tonalitischen Gneisen, gebänderten Gneisen und Graniten bestehende kristalline Basement grenzen. Im Süden schließen sich die Gebiete des Zimbabwe- und Chibi-Batholiths an, die am Tokwe River durch eine ca. 8–10 km breiten Zone des älteren Basements voneinander getrennt sind.

Auf den Chibi-Batholith folgt, nur von einem etwa 0,5–5 km breiten Streifen des älteren Basements getrennt, die Munaka Range, ein von Quarziten und Phylliten aufgebauter Höhenzug, der sich nach SW bis zum Mt. Buhwa verfolgen läßt. Die südlichsten Bereiche werden von einem 3–6 km breiten Band von tonalitischen Gneisen und gebänderten Gneisen, in die vermutlich ebenfalls in E-W-Richtung verlaufende Gneisgranite eingeschaltet sind, eingenommen. Die auf der geologischen Karte von ROBERTSON (1974) als tonalitische Gneise bezeichneten Gesteine gehen im Süden in Granulitgneise über, in die in einem ca. 115 km langen zwischen 1 und 5 km breiten Band die porphyrischen Granite intrudierten.

Größere Störungen sind im engeren Arbeitsgebiet nicht bekannt. Im Süden des Chibi-Distriktes tritt in den Gesteinen eine E-W-verlaufende Foliation auf. Diese ist insbesondere in den porphyrischen Graniten und gebänderten Gneisen deutlich entwickelt. Das Einfallen der Foliation liegt zwischen 20° und 40° SE.

3 Geomorphologische Gliederung des Gebietes

Die vorwiegend auf dem älteren Basement ausgebildeten Flächen dachen von Masvingo (ca. 1100–1200 m Höhe NN) bis zum Zusammenfluß des Tokwe Rivers mit dem Mukorski River im Süden bis auf 650 m Höhe NN ab. Der Abfall erfolgt dabei nicht kontinuierlich,

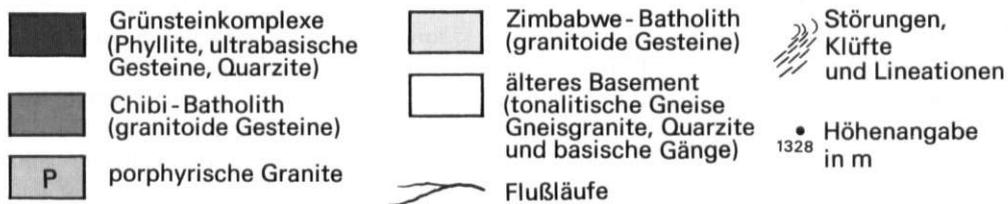
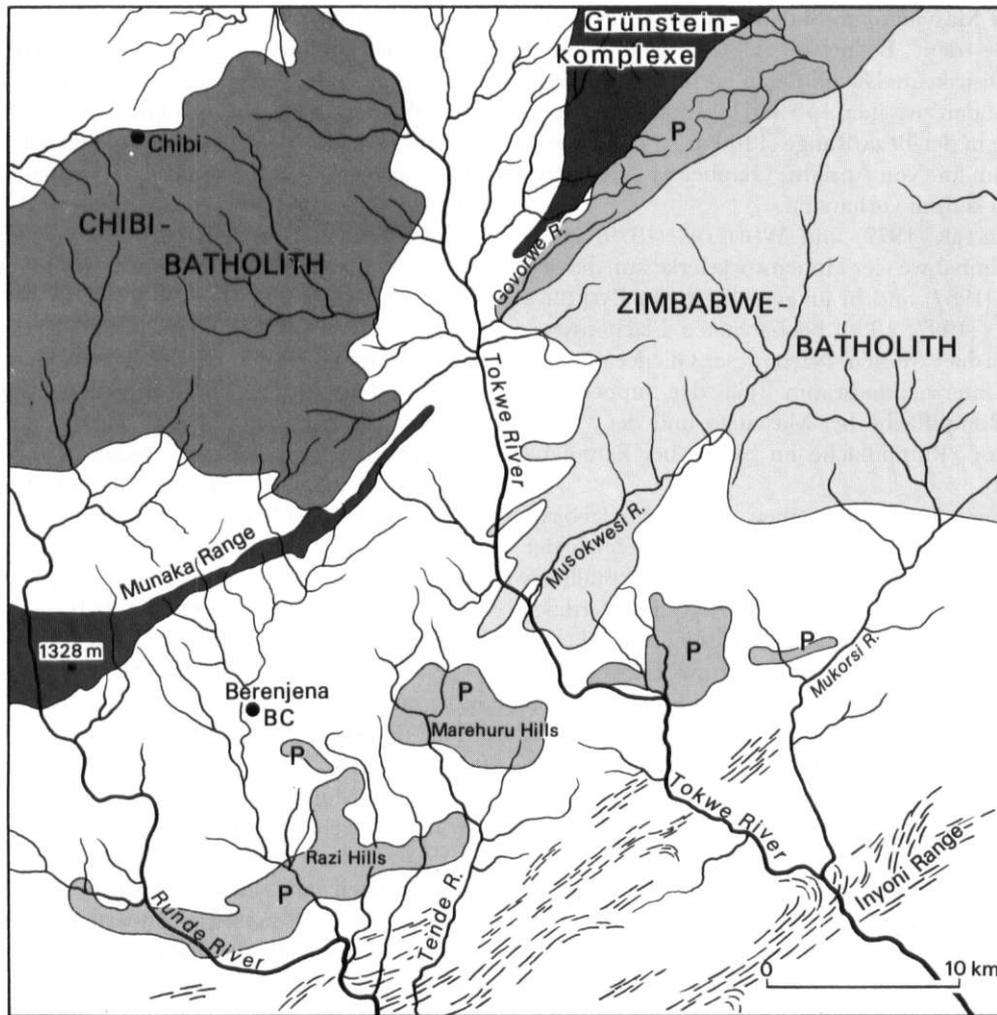


Abb. 2: Generalisierte geologische Übersichtskarte des Untersuchungsraumes

(Generalisiert nach ROBERTSON 1974 und MARTIN 1964)

Generalized geological map of the fieldwork area

(Generalized after ROBERTSON 1974 and MARTIN 1964)

sondern wird durch einzelne Grünsteinzüge und größere Granitkomplexe, die dem Chibi- und Zimbabwe-Batholith angehören, unterbrochen. Bedingt durch den Höhenunterschied von etwa 300 Metern, der über eine Distanz von 10–15 km von den Flüssen überwunden werden muß, treten am Übergang zu den

tieferen Flächenstockwerken in 700–800 m Höhe markante Kerbtäler auf. Die Zerschneidung der Gebiete schreitet entlang von NE-SW und NW-SE verlaufenden Trennflächensystemen voran, wobei die Granitkomplexe nach Süden hin zunehmend in einzelne Inselberge und Inselgebirge aufgelöst werden. Eine

deutlich ausgebildete Stufe ist im Süden von Masvingo im Bereich des Govorwe Rivers und im Südosten des Lake Kyles vorhanden. Meist ist der Anstieg an die im Norden und Westen ausstreichenden porphyrischen Granite gebunden, die offensichtlich seltener von größeren Schwächezonen durchzogen werden und daher resistenter sind. Am Govorwe River fällt die Stufe mit der Grenze zwischen den Grünsteinarealen und den porphyrischen Graniten, die in einem schmalen Saum am Rand des Zimbabwe Batholiths auftreten, zusammen. Durch die bevorzugte Ausräumung der in die Grünsteinserien eingeschalteten Phyllite ist entlang des Kontaktes zu den porphyrischen Graniten eine ca. 150 m hohe Stufe herausgearbeitet worden.

Insbesondere in Zonen, in denen mächtigere sedimentäre Folgen in das Basement eingefaltet wurden, treten langgestreckte Ketten und Kämmen auf. Zusammen mit den im Norden zu Kämmen herauspräparierten Grünsteinzügen bilden diese Gebiete die höchsten Erhebungen des Arbeitsgebietes. Letztere ragen mit dem Mt. Cotapaxi (1540 m NN) weit über das Niveau der von LISTER (1979) und TWIDALE (1988) als "upper post African surface" bezeichneten Flächensysteme hinaus.

Aufgrund der deutlichen Anpassung der Ketten und Kämmen an die geologischen Verhältnisse ist eine Zuordnung dieser Gebiete zu den einzelnen Flächenstockwerken nur schwer möglich. Die Höhe der zumeist NE-SW und E-W verlaufenden Kämmen ändert sich in Abhängigkeit vom Gestein und mit der Ausstrichsbreite der Schichten. Die steileren, z. T. mehr als 35° geneigten Hänge sind meist an Quarziten gebunden, während die zwischen 10° und 20° geneigten Zonen mit dem Auftreten von Phylliten zusammenfallen. Am Übergang zu den von Flächen eingenommenen Bereichen des älteren Basements treten konkav geformte Hangsegmente auf, deren Neigung und Ausdehnung sich ebenfalls mit dem Gestein ändert. Die deutliche Abhängigkeit zwischen der relativen Höhe und der horizontalen Hanglänge und das enge Intervall, in dem das Gefälle unabhängig von der relativen Höhe variiert, zeigt dabei, daß die Höhenlage der Kammlinien durch die Verschneidung der Hänge in einem bestimmten Niveau hervorgerufen wird (Abb. 3). Daraus geht hervor, daß die häufig zu beobachtende Akkordanz der Kammlinien auf die Ausbildung verschiedener, gesteinsabhängiger oberer Denudationsniveaus zurückzuführen ist, und nicht zwangsläufig mit einer älteren Rumpffläche in Verbindung stehen muß.

Einer strukturellen und lithologischen Kontrolle ist auch die Verteilung von Inselbergen und Flächen auf dem kristallinen Basement unterworfen. Dies wird in der schlagartig einsetzenden Verringerung der Insel-

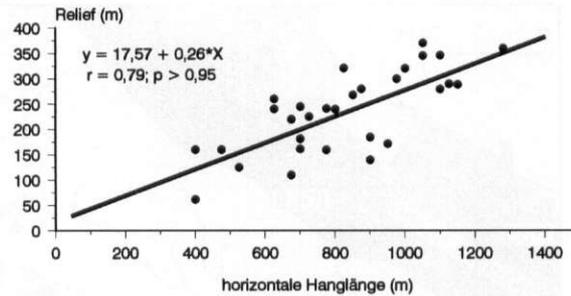


Abb. 3: Relief als Funktion der horizontalen Hanglänge
Relief as a function of horizontal slope length

berghäufigkeit an den Übergängen vom Chibi- und Zimbabwe Batholith zum älteren Basement deutlich. Im Süden des Chibi Distriktes steigt auf den porphyrischen Graniten die Zahl der Inselberge wieder an, wobei sie in südwestlicher Richtung dem Verlauf der zwischen 1–5 km breiten Intrusion folgen (vgl. Abb. 4). An den Stellen, an denen das ältere Basement die Intrusion schneidet, fehlen in der Regel auch größere Inselberge. Bornhardts und Blockinselberge treten vor allem auf den zum Tokwe River abdachenden Gebieten und im Süden des Chibi Distriktes zwischen dem Tokwe- und dem Runde River auf. Die höchsten Erhebungen sind dabei in der Regel an die porphyrischen Granite gebunden, während auf dem älteren, aus Graniten und Gneisen zusammengesetzten Basement, Flächen dominieren.

3.1 Verteilung und Lage der Inselberge

Wie aus den Tabellen 1 und 2 zu erkennen ist, treten Inselberge bevorzugt in Gruppen auf und sind auf einigen Gesteinen häufiger vertreten. Diese Verteilung ist eine Folge der größeren Häufigkeit von Inselbergen auf bestimmten granitisch zusammengesetzten Gesteinen und der häufigeren Lage auf Wasser- und Zwischentalscheiden. Dabei sind die meisten Inselberge an die jüngeren Granitintrusionen gebunden. Ausgenommen davon sind die sog. Gneisgranite, die im Süden des Arbeitsgebietes, in dem von WORST (1962) und ROBERTSON (1974) nicht weiter differenzierten älteren tonalitären Basement liegen.

Die oben beschriebene Gesteinsabhängigkeit bezieht sich allerdings nur auf die Häufigkeit von Inselbergen. Eine Übereinstimmung zwischen den Inselbergkonturen und den Gesteinsgrenzen besteht in der Regel nicht. Meist schneiden die Pedimente und Flächen die verschiedenen kristallinen Gesteine, ohne daß der Übergang im Relief sichtbar ist. Mineralogische Unterschiede, die zu einer Differenzierung von

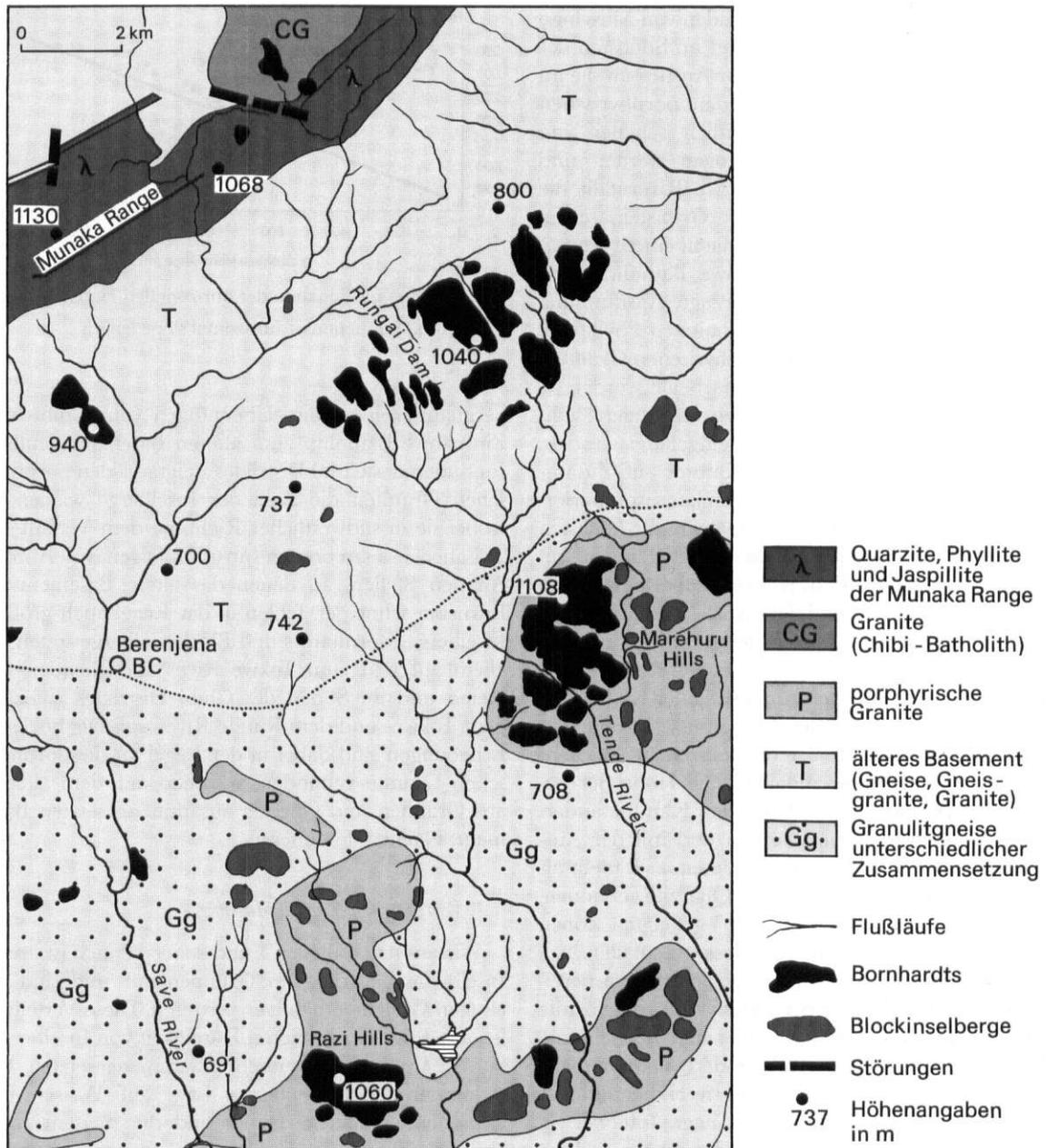


Abb. 4: Verteilung der Inselberge auf den verschiedenen granitoiden Gesteinen
(Generalisiert nach ROBERTSON 1974 und WORST 1962)

Distribution of inselbergs on different granitoid rocks
(Generalized after ROBERTSON 1974 and WORST 1962)

Flächen, Pedimenten und Inselbergen führen könnten, sind innerhalb einer Gesteinseinheit zur Erklärung der Verteilung der Inselberge nur von untergeordneter Bedeutung.

Die am Aufbau der Inselberge in den Granit- und Gneisarealen des Arbeitsgebietes beteiligten Gesteine

decken das Spektrum von den Granodioriten bis zu den Monzograniten ab. Aus den mittleren Gehalten an Na-Ca-Feldspäten und K-Feldspäten kann allerdings auf eine bevorzugte Bildung von Inselbergen auf stärker kalifeldspathaltigen Graniten geschlossen werden (Abb. 5). Dabei sind Gebiete mit einer größeren Insel-

Tabelle 1: Kolmogoroff-Smirnov-Test. Test auf Gruppenbildung (Clusterbildung) von Inselbergen im Süden des Chibi-Distriktes

Kolmogoroff-Smirnov test. Test on the occurrence of clustering of inselbergs in the southern part of the Chibi-District

U	p(x)	b _i	e _i	$\Sigma(b_i/\Sigma b_i)$	$\Sigma(e_i/\Sigma e_i)$	Δ_{max}
0	0,6029	62	59,08	0,632	0,6029	
1	0,2293	17	22,47	0,806	0,8322	0,0298
2	0,0954	11	9,35	0,918	0,9276	
3	0,0408	4	4,00	0,959	0,9684	
4	0,0177	3	1,73	0,989	0,9861	
5	0,0078	1	0,76	1,00	0,9939	

 $\Delta_{max} = 0,0298$; $\Delta_{0,95} = 0,137$ H_0 wird akzeptiert H_0 = die beobachteten Daten entsprechen einer negativen Binominalverteilung H_1 = die beobachtete Verteilung der Daten entspricht nicht einer negativen BinominalverteilungU = Anzahl der Inselberge pro 4 km²

p(x) = Wahrscheinlichkeit

b_i = beobachtete Häufigkeite_i = erwartete Häufigkeit Δ_{max} = maximale Differenz zwischen erwarteter und beobachteter Häufigkeit

berghäufigkeit meist an Gesteine mit einem höheren Anteil an Mikroklin und perthitischem Orthoklas gebunden. Dies gilt vor allem für die porphyrischen Granite in denen z.T. mehr als 2 cm lange Mikroklinblasten zusammen mit spindel- und flammenförmig mit Albitadern durchsetztem Orthoklas auftreten.

Für einen Zusammenhang zwischen der Gesteinszusammensetzung und dem bevorzugten Auftreten von Inselbergen spricht auch die chemische Zusammensetzung der von ROBERTSON (1974) untersuchten Granite (vgl. ROBERTSON 1974, 13 u. 33). Gebiete mit einer

hohen Inselberghäufigkeit liegen danach auf Graniten mit hohen K₂O-Gehalten, die sich in einem hohen Anteil an Kalifeldspäten widerspiegeln. Auch BROOK (1978) führt die höhere Resistenz von granitoiden Gesteinen mit einem hohen Anteil an K-Feldspäten in Südafrika als Ursache für das Auftreten von Inselbergen an. Ähnliche Schlußfolgerungen ziehen auch PYE et al. (1984, 1986) und PYE (1986). Die höhere Resistenz der Kalifeldspäte ist dabei auf das im Verhältnis zu den Plagioklasen geringere Si/Al-Verhältnis in den Tetraedern zurückzuführen. Aufgrund der mit

Tabelle 2: χ^2 -Test zur Gesteinsabhängigkeit von Inselbergen χ^2 -test distribution of inselbergs on different basement rocks

Gestein (Region)	b _i	e _i
Zimbabwe Granit	62	74,13
Chibi Granit	38	53,13
porphyrischer Granit	38	10,5
Granulitgneis, Charnockite	24	14,45
tonalitische Gneise	22	66,93
Gneisgranite	28	5,8

 $\chi^2 = 199,68 > \chi^2_{0,95}$ H_1 wird akzeptiertb_i = beobachtete Anzahl an Inselbergene_i = auf die Fläche bezogene erwartete Anzahl von Inselbergen H_0 = die Anzahl der Inselberge ist auf den verschiedenen Gesteinen gleichmäßig verteilt H_1 = die Anzahl ist auf den verschiedenen Gesteinen ungleichmäßig verteiltTabelle 3: χ^2 -Test zur Verteilung der Inselberge auf den Wasserscheiden χ^2 -test distribution of inselbergs on watersheds

U	b	e
1	8	50,88
2	8	19,44
3	19	8,64
4	13	5,69
5	33	7,5

 $\chi^2 = 153,38$, $\chi^2 > \chi^2_{0,95}$ H_1 wird akzeptiert H_0 = die Inselberge sind auf den Wasserscheiden gleichmäßig verteilt H_1 = die Inselberge sind nicht gleichmäßig verteilt

U = Ordnung der Wasserscheide

b = beobachtete Häufigkeit

e = erwartete, auf die Länge der Wasserscheiden bezogene Häufigkeit

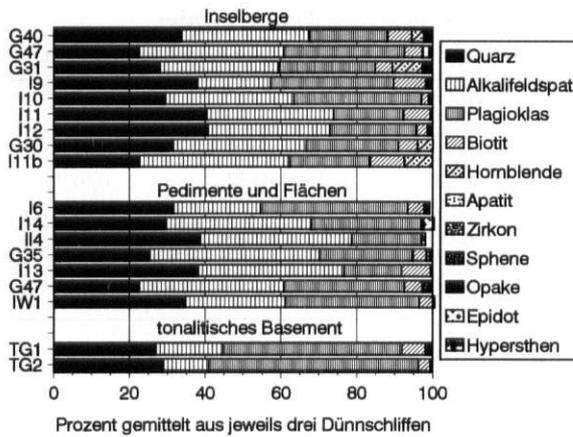


Abb. 5: Mineralogische Zusammensetzung der Gesteine auf Inselbergen, Flächen und Pedimenten

Mineralogical composition of the rocks in the working area

der Substitution von Si durch Al eintretenden Erhöhung der negativen Ladung wird die Bindung der Silikatbausteine verstärkt (vgl. FRYE 1993, 316).

Bei der Betrachtung der Resistenz von Gesteinen muß allerdings berücksichtigt werden, daß diese nicht allein von den Eigenschaften eines Minerals abhängig sind, sondern in hohem Maße von den rascher zersetzbaren Bestandteilen, die das Gesteinsgefüge zu lockern vermögen, bestimmt wird. In den Graniten des Arbeitsgebietes treten neben Feldspäten auch mit unterschiedlichen Anteilen Biotit und Hornblende auf. Der Einfluß dieser Minerale auf die Zersetzung des Gesteins beruht im wesentlichen auf einer mit der Verwitterung einhergehenden Auflockerung des Gesteinsverbandes (vgl. OLLIER 1986; THOMAS 1994). Mit der anfänglich entlang von Spaltflächen voranschreitenden Umwandlung ist in der Regel eine Verarmung an K, Mg und Fe-Ionen verbunden. Beim Biotit führt die Freisetzung und Oxidation der Fe-Ionen zu einer Ausdehnung, die die Ausbildung von Mikrorissen in den angrenzenden Mineralen hervorrufen kann. ISHERWOOD und STREET (1976) sehen in diesem Mechanismus eine der Hauptursachen für die Vergrusung von Graniten.

Eine Abhängigkeit zwischen dem Anteil an Biotit und Hornblende im Gestein und der Häufigkeit von Inselbergen besteht im Untersuchungsgebiet allerdings nicht. Auffällig ist an den bisher untersuchten Proben, daß die Plagioklasse auch in nahezu unverwitterten Gesteinen deutliche Anzeichen einer Serzitisierung aufweisen. Diese ist, zumindest anfänglich, auf Umwandlungsvorgänge, die noch während der Abkühlung des Gesteins wirksam waren, zurückzuführen. Dadurch

verlieren die Plagioklasse, insbesondere wenn die serzitisierten Zonen mit Bereichen zusammenfallen, die von Spaltflächen durchzogen werden, frühzeitig ihren Zusammenhalt. Diese Eigenschaften können, auch bei einer nur mäßigen verwitterungsbedingten Beanspruchung des Gesteins, zu einer rascheren Auflockerung beitragen und bei höheren Plagioklasgehalten die Zerlegung in verspülbare Fraktionen fördern. Derartige Umwandlungen treten beim Mikroklin seltener auf, so daß die Verwitterungseigenschaften der kompakten Granite im wesentlichen von der Zusammensetzung der Feldspäte bestimmt werden. In den Gneisarealen am Südrand der Munaka Range dürfte dagegen die engständige Schieferung in den gebänderten Gneisen für die geringere Inselbergdichte verantwortlich sein. Die Biotite sind dabei vor allem, wenn sie entlang der Schieferungsflächen auftreten, von der Verwitterung erfaßt worden.

3.2 Morphometrische Beziehungen zwischen Inselbergen und Pedimenten

Neben der gesteinsabhängigen Verteilung der Inselberge lassen sich in Abhängigkeit von der Lage im Einzugsgebiet und von dem verfügbaren Relief Entwicklungssequenzen beobachten, die Ausdruck einer räumlichen und zeitlichen Abfolge der vorherrschenden Form-Prozeß-Wechselwirkungen sind. Von Norden nach Süden können dabei die Bereiche, die von der Hochfläche von Masvingo über eine etwa 10–15 km breite Zone zu dem tieferen Flächenniveau überleiten und das untere Stockwerk, auf dem sich infolge der langfristig erfolgten Einstellung der Flußläufe auf die lokale Erosionsbasis Pedimente, Flächen und Inselberge gebildet haben, unterschieden werden.

Im Süden von Masvingo treten zwischen dem tief in die Hochfläche eingeschnittenen Runde und Tokwe River und dem Musokwesi River spornartige Ausläufer der Hochfläche auf, in denen im wesentlichen granitoiden Gesteine des Chibi- und Zimbabwe Batholiths und im Norden und Westen des Zimbabwe Batholiths porphyrische Granite aufgeschlossen sind. Nach Süden hin ist eine zunehmende Zerlegung in einzelne Inselgebirge und Inselberge zu beobachten. Die mittlere Höhe nimmt sowohl in Richtung auf die Hauptvorfluter als auch nach Süden bzw. Südosten ab, wobei die Zerlegung in einzelne Granitmassive bevorzugt entlang von NE-SW und NW-SE verlaufenden Schwäche-zonen voranschreitet. Insbesondere an den Ausgängen der Kerbtäler, die auf das Niveau der tieferen Fläche eingestellt sind, haben sich Pedimente gebildet, die in südlicher Richtung rasch an Breite gewinnen. Dabei besteht eine deutliche Beziehung zwischen der Nei-

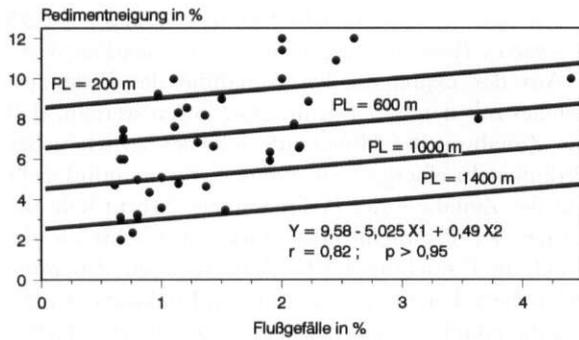


Abb. 6: Beziehung zwischen Pedimentneigung, Flußgefälle und Pedimentlänge (PL = Pedimentlänge)

Relationship between the inclination of the pediments, channel gradient and pediment length (PL = pediment length)

gang der Pedimente, der Pedimentlänge und dem Gefälle der Flußläufe (Abb. 6):

$Y = 9,58 - 5,052 X1 + 0,49 X2$; ($r = 0,82$, $p > 0,95$, $X1 = \text{Pedimentlänge (km)}$, $X2 = \text{Flußgefälle (\%)}$, $Y = \text{Pedimentgefälle (\%)}$).

Aus der Gleichung wird ersichtlich, daß kürzere Pedimente bei gleichem Flußgefälle in der Regel steiler sind und daß bei gleicher Länge die Neigung der Pedimente mit dem Flußgefälle ansteigt. Die Entwicklung der Pedimente ist also an das Nachlassen der Tiefenerosion gebunden, wobei nach der erfolgten Einstellung der Abtragungsrate auf die Eintiefungsrate der Vorfluter die Ausdehnung der Pedimente zunimmt. Daraus folgt auch, daß die Talflanken durch rückschreitende Denudation zurückverlegt werden müssen. Die beobachtete Abfolge von Talflanken mit kurzen und steileren Pedimenten und bei weiter abnehmendem Flußgefälle breiteren und flacheren Pedimenten kann also als Resultat einer zeitlich aufeinanderfolgenden Entwicklung interpretiert werden.

In den sich im Süden anschließenden Gneis- und Granitarenalen koinzidiert die Verteilung der Längsachsen der Inselberge mit NW-SE verlaufenden Schwächezonnen. Diese sind in der Regel über längere Distanzen durchgehend vorhanden, während die in E-W- und NE-SW-Richtung streichenden Trennflächen offensichtlich häufiger aussetzen und stellenweise mit Gangquarzen imprägniert sind. Die mittlere Längsachsenrichtung liegt zwischen $157,75^\circ$ und $146,65^\circ$ ($\lambda = 152,2^\circ \pm 5,55^\circ$, $\alpha = 0,05$). Kennzeichnend für diese Gebiete ist weiterhin, daß die meisten Gesteine von einer E-W streichenden Foliation durchzogen werden, die mit etwa 20° – 40° nach Südosten einfällt. Der Einfluß des Gesteinsgefüges auf das Verwitterungsverhalten zeigt sich in der bevorzugten Ablösung von Gesteinsschuppen entlang von eingeregelt-

ten Biotit- und Hornblendemineralen. An den meisten Inselbergen treten daher deutlich asymmetrische Profile mit steilen Nord- und flacheren, an das Einfallen der Foliation angelehnten Südhängen auf.

Die Höhe der Inselberge nimmt in der Regel stärker als linear mit der Grundfläche zu:

$Y = 0,031 X^{0,61}$; ($r = 0,85$; $p > 0,95$, $Y = \text{relative Höhe der Inselberge } (H_{\max} - H_{\min}) \text{ in m}$; $X = \text{Grundfläche der Inselberge in km}^2$).

Der Exponent von 0,61 zeigt, daß Inselberge mit einer großen Grundfläche in der Regel höher und auch steiler sind. Dies erklärt auch das Fehlen von größeren bodenbedeckten Inselbergen, da die Wahrscheinlichkeit einer Entblößung durch Abspülung oder andere Denudationsvorgänge mit dem Gefälle zunimmt. Blockinselberge und bodenbedeckte Einzelberge sind dagegen auf Erhebungen mit einer geringeren Grundfläche beschränkt.

Da die Zerlegung der größeren Granitmassive bevorzugt entlang von Trennflächen voranschreitet, sind die Dimensionen der Inselberge in Abhängigkeit vom Zeitpunkt der Zerlegung und der Trennflächendichte sehr unterschiedlich. Eine systematische Veränderung der relativen Höhe ist mit zunehmender Distanz von der Stufe bei Masvingo daher nicht zu beobachten. Die Ausdehnung der Pedimente variiert mit der Größe der Inselberge und mit der Lage zu den Hauptvorflutern. Untersuchungen von AHNERT (1982) in Kenia im Machakos Distrikt zeigen, daß zwischen den Dimensionen der Inselberge und Pedimente funktionale Abhängigkeiten bestehen. Dabei wird die Höhe des Inselbergsystems, das das Pediment und den Inselberg umfaßt, von der Pedimentbreite und der Breite des Inselbergsystems bestimmt (vgl. AHNERT 1982, 34). Auch für die Bornhardts im Arbeitsgebiet sind deutliche Abhängigkeiten zwischen der Höhe und der Ausdehnung des Inselbergsystems und der Pedimentfläche nachzuweisen. Die Erfassung der Fläche der Inselberge und Pedimente erfolgte anhand von Luftbildern, die manuell entzerrt wurden. Die Länge der Pedimente wurde als maximale Distanz senkrecht zur Längsachse der Inselberge bestimmt.

Signifikante Beziehungen bestehen dabei zwischen der Gesamtfläche des Inselbergsystems, der Höhe der Inselberge und der Pedimentfläche.

$H = 19,09 + 187,97 X1 - 200,28 X2$; ($r = 0,87$; $p > 0,95$; $X1 = \text{Fläche des Inselbergsystems (m}^2\text{)}$, $X2 = \text{Pedimentfläche (m}^2\text{)}$, $H = \text{relative Höhe der Inselberge (m)}$).

Aus der Gleichung folgt, daß die Höhe der Inselberge mit der Größe des Inselbergsystems ansteigt und mit der Fläche der umgebenden Pedimente abnimmt. Zu einer ähnlichen Aussage kommt auch AHNERT (1982, 34) in Kenia. Bei der Verwendung der von

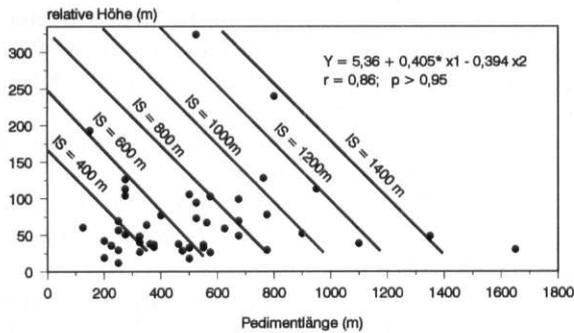


Abb. 7: Beziehung zwischen der relativen Höhe des Inselbergsystems, der Pedimentbreite und die Breite des Inselbergsystems (IS = Breite des Inselbergsystems)

Relationship between relative height of the inselberg system, pediment width and width of the inselberg system (IS = width of the inselberg system)

AHNERT (1982) gewählten Systembreite, der Pedimentbreite und dem Relief des Gesamtsystems ergibt sich (Abb. 7):

$H = 5,36 + 0,405 X1 - 0,394 X2$; ($r = 0,86$; $p > 0,95$; $H =$ Höhe des Inselbergsystem, $X1 =$ Systembreite (m), $X2 =$ Pedimentbreite (m)).

Die relative Höhe der Inselbergssysteme verändert sich also bei konstanter Systembreite mit der Ausdehnung der Pedimente. Diese geometrischen Abhängigkeiten können sich nur dann einstellen, wenn die Inselbergflanken zurückverlegt werden. Darauf deutet auch die Beziehung zwischen der Pedimentneigung und der Länge der Pedimente hin.

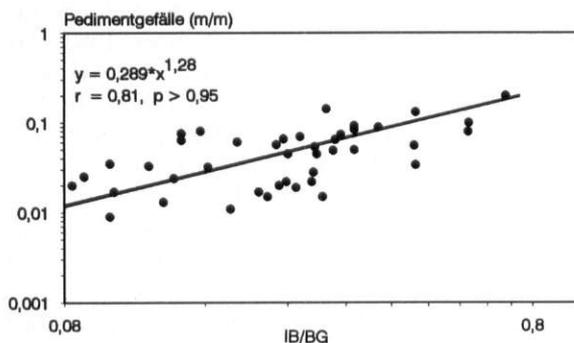


Abb. 8: Beziehung zwischen dem Pedimentgefälle und dem Anteil der Inselbergbreite an der Breite des Inselberg-systems

IB = Breite des Inselberges, BG = Breite des Gesamt-systems

Relationship between pediment gradient and the ratio of the width of the inselbergs to the width of the inselberg system

IB = width of the inselberg, BG = width of inselberg system

$\beta = 0,0975 * \exp(-0,0013 * x)$, ($r = 0,72$, $p > 0,95$ $\beta =$ mittlere Pedimentneigung (m/m), $x =$ Pedimentlänge (m)).

Aus der exponentiellen Abnahme des Pedimentgefälles mit der Länge kann geschlossen werden, daß die Zunahme des Höhenunterschiedes zwischen der Pediment-Inselberggrenze und dem Pedimentfuß nicht mit der Zunahme der Pedimentlänge Schritt hält, die Länge der Pedimente also stärker anwächst als die durch die Eintiefung der Vorfluter bedingte Zunahme des Reliefs. Letzteres spricht für ein Rückwandern der Inselbergflanken, das rascher erfolgt als die Tieferlegung der Vorfluter. Die relative Höhe der Inselberge ist dabei mit der Zunahme der Inselbergfläche und der Neigung der Pedimente korreliert, so daß Inselberge bei gleicher Systembreite um so höher sind, je größer die Grundfläche der Inselberge und die Neigung der Pedimente ist. Darauf weist auch die Abhängigkeit des Pedimentgefälles vom Verhältnis der Inselbergbreite zur Systembreite hin (Abb. 8):

$\beta = 0,289 X^{1,28}$, ($r = 0,81$; $p > 0,95$; $\beta =$ Pedimentneigung (m/m), $X =$ Anteil der Inselbergbreite an der Breite des Inselberg-systems).

Die morphometrischen Analysen bestätigen die eingangs gemachte Beobachtung, daß mit der Einstellung der Flußläufe auf eine lokale Erosionsbasis die Landformung durch ein Rückwandern und eine damit einhergehende Entwicklung von Pedimenten gekennzeichnet ist. Dies ist allerdings nur dann möglich, wenn die Tieferlegungsrate am Fuß der Pedimente geringer ist als die Rate, mit der die Felsflächen verwittern. Die im wesentlichen durch Spülvorgänge geformten Pedimente besitzen in der Regel konkave Profile. Die Tatsache, daß sowohl bei der Entwicklung der Talzonen im Norden des Arbeitsgebietes als auch an den Inselbergen ähnliche morphometrische Tendenzen beobachtet wurden, zeigt, daß die Prozeß-Form-Wechselwirkungen langfristig, wenn auch möglicherweise mit unterschiedlichen Intensitäten, wirksam gewesen sein müssen.

Die Abbildung 9 zeigt drei Hangprofile, die an einem Inselbergmassiv am Rungai Dam aufgenommen wurden. Entlang des durch mehrere NW-SE-streichende Schwächezonen in langgestreckte einzelne Inselberge gegliederten Massivs treten in den Hangprofilen systematische Veränderungen auf, die in südwestlicher Richtung von steilen kerbtalähnlichen Einschnitten bis hin zu Talflanken, die von Talseitenpedimenten (AHNERT 1982) begleitet werden, reichen. Die Profile sind in einem Modell nachsimuliert worden. Als Ausgangsprofil für die Simulation wurde das Profil 1 in Abbildung 9 gewählt. Zur Kalibrierung der Prozeßkonstanten wurde eine Überlagerung von Gelände- und Modellprofilen vorgenommen, bei der, da die

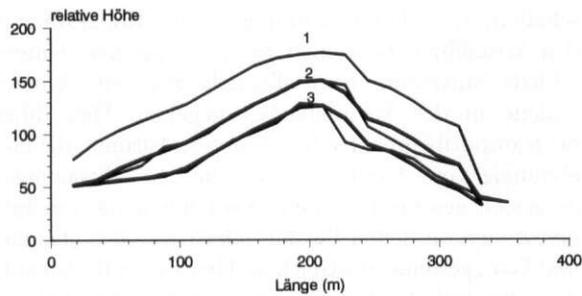


Abb. 9: Überlagerung von simulierten Profilen und Geländeprofilen
dicke Linien = simuliertes Profil; dünne Linie = Geländeprofil

1 = Ausgangsprofil; 2 = überlagertes Geländeprofil, simuliertes Profil nach 600 Iterationen; 3 = überlagertes Geländeprofil, simuliertes Profil nach 1100 Iterationen

Match between field slopes and model slopes

thick lines = model slopes; thin lines = slopes measured in the field

1 = initial slope; 2 = match of model slope and field slope after 600 iterations; 3 = match of model slope and field slope after 1100 iterations

Hangform durch verschiedene Prozesse bestimmt werden kann, noch zusätzlich auf eine Übereinstimmung mit den im Gelände beobachteten Bodentiefen geachtet wurde. Wie aus der Abbildung 9 zu erkennen ist, besteht zwischen den im Abstand von etwa 120 Metern in südwestlicher Richtung aufeinander folgenden Profilen und den simulierten Profilen eine deutliche Übereinstimmung hinsichtlich der Profilform und der Bodenmächtigkeit. Letzteres schließt eine allein durch die Wahl der Abtragungsprozesse erzeugte Anpassung der Form aus. Lediglich an der Ostflanke (vgl. Abb. 9) treten im oberen Drittel im Bereich der Felsflächen deutlichere Abweichungen auf, die auf den Einfluß einer größeren Kluftzone zurückzuführen sind. Da im Modell keine Vorgaben zur Verteilung von Schwäche-zonen enthalten sind, ist die Anpassung hier zwangsläufig weniger günstig.

Die Simulation der Profile zeigt dabei, daß nach der Einstellung der Hangprofile auf die Eintiefungsrate an den Profilenden an der Basis Pedimente gebildet werden. Wie aus der Abbildung zu erkennen ist, findet das Rückwandern im wesentlichen durch rück-schreitende Denudation statt, wobei das Maximum der Denudationsrate langsam hangaufwärts in die steileren Partien verlegt wird (Abb. 10). Mit zunehmender Angleichung der Abtragungsrate am Pedimentfuß an die Eintiefungsrate an den Profilenden nimmt die Neigung der Pedimente ab. Dies führt zu einer allmählichen Verminderung der Denudationsrate am Übergang von den Bereichen mit dominierender verwitterungsbe-

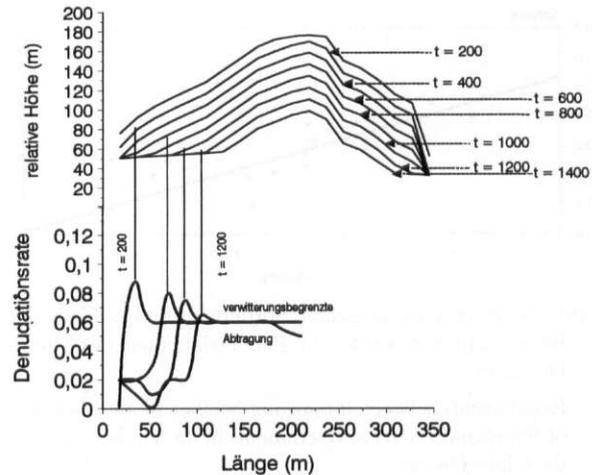


Abb. 10: Simulation der Hangentwicklung über 1400 Iterationen

In der unteren Hälfte der Abbildung ist die Denudationsrate nach 200, 600, 1000 und 1200 Iterationen aufgetragen

Model slope sequence after 1400 iterations

The lower half of the figure shows rate of denudation after 200, 600, 1000 and 1200 iterations

grenzter Abtragung an den Felsflächen und transportbegrenzter Abtragung auf den bodenbedeckten Pedimenten, die in der Verringerung der Denudationsraten sichtbar werden (vgl. Abb. 10).

Eine derartige Entwicklung scheint auch für die Mehrzahl der Inselberge im Arbeitsgebiet denkbar zu sein. Dafür spricht, daß die im Modell simulierte Entwicklung die aus den morphometrischen Untersuchungen gewonnenen Beziehungen wiedergibt, wonach bei konstanter Systembreite und zunehmender Pedimentlänge die relative Höhe der Inselberge und die Neigung der Pedimente geringer wird.

3.3 Verwitterungsbedingungen und Prozesse auf den Pedimenten

Die größere Häufigkeit von Inselbergen auf Wasser- und Zwischentalscheiden deutet auf einen genetischen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Inselbergen und der Entwicklung des Entwässerungssystems hin. Nach den bisherigen Beobachtungen bilden sich Felsblößen bevorzugt entlang von Spornen. An diesen Stellen divergiert die Abtragung, so daß bei ausreichendem Gefälle an den Hängen und auf den Wasserscheiden Felsausbisse, die zu größeren grundhöckerartigen Erhebungen zusammenwachsen, entstehen können. Eine Differenzierung zwischen transportbegrenzter und verwitterungsbegrenzter Abtragung setzt dabei voraus, daß die Abtragungsrate größer ist als die Rate mit der das freigelegte Gestein verwittert.

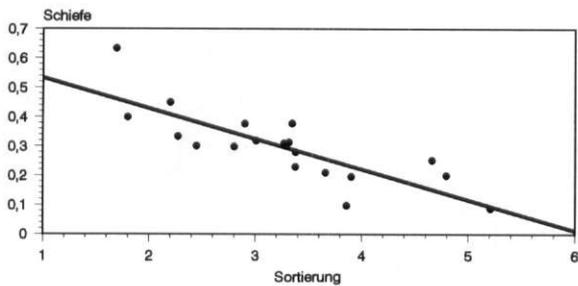


Abb. 11: Beziehung zwischen Sortierung und Schiefe der Böden und Sedimente auf den Pedimenten des Chibi-Distriktes

Relationship between the sorting-coefficient and skewness of the regolith cover and sediments in the southern part of the Chibi-District

Die Freilegung der Felsflächen wird in erster Linie durch Splash und Spülvorgänge vorbereitet. Insbesondere die zur Vergroßung neigenden Granite bieten hierfür durch den hohen Anteil an Fein- und Mittelsand günstige Voraussetzungen. Die im gesamten Profil meist sandigen und kaum bindigen Böden können bei Starkregen relativ leicht erodiert werden. Charakteristisch für die Bodendecken auf den Pedimenten ist, daß in den obersten 5–20 Zentimetern stark sandige Lagen auftreten. Der Sortierungsgrad (nach den Formeln von TRASK, vgl. TUCKER 1985) liegt in der Regel zwischen 1,69 und 4,6. Mit der Tiefe nimmt die Sortierung ab. Die Abhängigkeit zwischen dem Sand + Grus/(Schluff + Ton)-Verhältnis und dem Sortierungsgrad und zwischen Sortierungsgrad und Schiefe zeigt, daß mit der besseren Sortierung das Kornspektrum zu den größeren Fraktionen hin verschoben wird (Abb. 11). Das Feldspat/Quarz-Verhältnis der Sandfraktion variiert zwischen 0,31 und 0,46, wobei die Plagioklase anteilmäßig mit 2–15% am Gesamtfeldspatgehalt beteiligt sind. Beides zeigt deutlich, daß die Böden nur mäßig verwittert sind und daß die Plagioklase im Verhältnis zu ihrem Anteil im Gestein unterrepräsentiert sind. In den meisten Profilen nimmt das Feldspat/Quarz-Verhältnis in der Sandfraktion mit der Tiefe zu. Der Anteil der Plagioklase steigt dabei nur unwesentlich an. Letztere sind in den feineren Fraktionen stärker angereichert und in den meisten Fällen deutlich zersetzt.

Der Übergang von den Graniten zu den älteren Gneis- und Granitarealen ist auf den Flächen und Pedimenten nur selten im Relief zu erkennen. Die Angleichung der Form ist im wesentlichen auf das Vorherrschen von transportbegrenzten Abtragungsvorgängen zurückzuführen, wobei zumindest langfristig die Abtragungsraten geringer als das Optimum der Verwitterungsraten ist. Da die bodenphysikalischen Eigen-

schaften, wie z. B. die Körnung und die Kohäsion, auf den kristallinen Gesteinen keine drastischen Unterschiede aufweisen, sind allenfalls graduelle Unterschiede in der Verspülbarkeit gegeben. Dies führt bei transportbegrenzter Abtragung zu Formen, die unabhängig vom Gestein allein von den Abtragungsprozessen gesteuert werden. Ausnahmen hiervon bilden Zonen, in denen Phyllite oder basische Vulkanite und Ganggesteine austreichen. Hier treten Böden auf, die aufgrund des höheren Tongehaltes eine höhere Kohäsion und infolge der besseren Wasserspeicherung auch eine dichtere Vegetationsbedeckung aufweisen, wodurch die Möglichkeit zu flächenhafter Abtragung zugunsten der Bildung von scharf eingeschnittenen Rinnen und Erosionsanrissen herabgesetzt wird. Die selektive Abtragung, die auch im Bereich von Quarzitgängen zu kleineren Erhebungen führt, wird also einerseits von der Verwitterungsrate gesteuert, auf der anderen Seite beeinflussen aber die Unterschiede in den bodenphysikalischen Eigenschaften die Art der Abtragungsvorgänge und damit die weitere Differenzierung des Reliefs. Insbesondere auf den Gneis- und Granitarenalen sind die Verwitterungsdecken leichter verspülbar, so daß ein flächenhafter Abtrag ohne Bildung von tief eingeschnittenen Rinnen möglich ist.

Die Tatsache, daß auf den Pedimenten und den Flächen trotz unterschiedlicher Gesteine nur geringfügige Unterschiede in der Bodentiefe auftreten spricht dafür, daß die Verwitterungsraten in einer ähnlichen Größenordnung liegen. Die Differenzierung in Gesteine mit einer hohen und einer geringen Inselberghäufigkeit muß also nicht zwangsläufig durch generelle Resistenzunterschiede erklärt werden, sondern kann eine Folge des voneinander verschiedenen Verwitterungsverhaltens bei unterschiedlichen Bodenmächtigkeiten sein. Bei der chemischen Verwitterung führt eine Zunahme der Bodenmächtigkeit aufgrund der in der Regel längeren Verweilzeiten des Wassers zu einem Anstieg der Verwitterungsrate (vgl. KIRKBY 1980; AHNERT 1987, 1996). Die Bodentiefe, in der sich ein Gleichgewicht zwischen der Bodenlösung und dem umgebenden Material einstellt, in der die Verwitterungsrate ihr Maximum erreicht, wird von den Eigenschaften des Ausgangsmaterials und von den vorherrschenden klimatischen Bedingungen bestimmt. Mit der Verringerung der Bodenmächtigkeit geht daher eine Abnahme der Verwitterungsrate einher, so daß die Resistenz im Verhältnis zu Bereichen mit höheren Bodentiefen ansteigt. Infolge der positiven Rückkopplung zwischen der Bodenmächtigkeit und der Verwitterungsrate können in Abhängigkeit von der Abtragsrate Felsblößen und Inselberge gebildet werden (vgl. AHNERT 1996, 108). RUXTON und BERRY (1957) und BULL

(1981) ziehen eine ähnliche Differenzierung des Verwitterungsverhaltens zur Erklärung des Herauswitterns von Gesteinen heran. WAHRHAFTIG (1965) deutet die Abfolge von steilen und flachen Hangsegmenten innerhalb des Sierra Nevada-Granits ebenfalls als Folge einer von der Dauer der Durchfeuchtung abhängigen Zersetzungsrate des Gesteins. Im Gegensatz zu BREMER (1971, 1986) werden dabei jedoch keine Annahmen zu den klimatischen Bedingungen gemacht. Ausschlaggebend ist die geringere Wasserhaltekapazität der flachen Böden und die freie Verspülbarkeit des Materials (vgl. WAHRHAFTIG 1965; BULL 1981). Auch WIRTHMANN (1994) nimmt für saure, quarzhaltige Gesteine an, daß ein rascher Durchsatz des Bodenwassers aufgrund der geringen Löslichkeit der stärker vernetzten Silikate die Verwitterungsrate eher verzögert als beschleunigt. Da für die Aufbereitung des Materials zum Transport weniger der Verwitterungsgrad als die Zerlegung in verspülbare Komponenten von Bedeutung ist, muß die oben beschriebene Abhängigkeit der Verwitterungsrate von der Dauer der Durchfeuchtung nicht auf alle Gesteine gleichermaßen rückwirken. Dies gilt vor allem für die Gneise im Bereich des älteren Basements, bei denen der Gesteinsverband entlang von Schieferungsflächen auch bei geringen Bodenmächtigkeiten relativ rasch aufgelockert werden kann. Auch für die stärker plagioklashaltigen granitoiden Gesteine im Arbeitsgebiet ist anzunehmen, daß aufgrund der rascheren Auflockerung der leichter zersetzbaren Plagioklase der Gesteinsverband früher in verspülbare Komponenten zerlegt wird, als dies bei den stärker mikroklinhaltigen Graniten der Fall ist. Bei höheren Bodenmächtigkeiten, und damit auch einer intensiveren Zersetzung, scheinen sich diese Unterschiede auszugleichen.

3.4 *Schlußfolgerungen*

Die bisherigen Untersuchungen im Süden von Zimbabwe deuten darauf hin, daß die Inselberge durch die rückschreitende Erosion aus den Stufen und den Übergangsbereichen der Hochflächen abgetrennt werden. Die Entwicklung wird durch die Anlehnung der Flußläufe an die Trennflächensysteme gesteuert, wodurch auch größere bereits abgetrennte Areale in einzelne Inselberge zerlegt werden können. Insbesondere in Gebieten mit einem hohen Relief können Flußläufe durch rückschreitende Erosion zu einer intensiven Zertalung führen, wobei sich nach der erfolgten Eintiefung auf das Niveau der Vorfluter Pedimente entwickeln können. Die Einstellung eines dynamischen Gleichgewichtes ist dabei nur im Bereich der

mit mächtigeren Bodendecken versehenen Grünsteinareale erfolgt. Hier hat sich ein oberes Denudationsniveau gebildet, das von der Tieferlegung und Rückverlegung der Flächen im Arbeitsgebiet gesteuert wird.

In den Granitgebieten wird dagegen die Entwicklung eines "steady state" durch die gegenüber den Felsflächen raschere Tieferlegung der Pedimente verzögert, so daß die Flanken der Inselberge steiler werden. In diesem Stadium wird die Rückverlegung von der Rate, mit der die Felsflächen verwittern und von Felsabstürzen oder Abschaltungsvorgängen erfaßt werden, bestimmt. Mit der Einstellung der Abtragsrate auf den Pedimenten auf die Eintiefungsrate der Vorfluter weichen die Felsflanken durch rückschreitende Denudation zurück. Letzteres ist nur dann möglich, wenn die Rate der Tieferlegung geringer ist als die Rate, mit der die Felsflächen verwittern. Dies zeigt sich auch am Ausgang der Kerbtäler in der Beziehung zwischen dem Gefälle der Pedimente und dem Gefälle der Flußläufe.

Das Auftreten verschiedener Inselbergtypen und die größere Häufigkeit von Inselbergen ist an granitisch zusammengesetzte Gesteine mit einem höheren Anteil an Mikroklin gebunden. Eine direkte Gesteinsabhängigkeit im Sinne einer Interpretation der Inselberge als Härtlinge scheidet allerdings aus folgenden Gründen aus: Die Inselberge sind im Arbeitsgebiet auf nahezu allen kristallinen Gesteinen beobachtet worden. Inselberge treten auf Granodioriten, Monzograniten, Gneisgraniten, Charnockiten und Granulitgneisen auf, wobei lediglich ihre auf die Fläche bezogene Häufigkeit unterschiedlich ist. Ausnahmen hiervon bilden stark geschieferte Gneise und die von Phylliten, Quarziten und ultrabasischen Gesteinen eingenommenen Gebiete der Grünsteinareale.

Eine Übereinstimmung zwischen den Konturen der Inselberge und den Gesteinsgrenzen ist in der Regel nicht vorhanden. Flächen, Pedimente und Inselberge befinden sich innerhalb einer geologischen Einheit. Die Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinen drücken sich im Relief nicht aus. Die meisten Inselberge treten im Bereich von Wasserscheiden oder Zwischental-scheiden auf.

Die schlagartige Abnahme der Inselberghäufigkeit am Übergang zu den älteren Gneis- und Granitarenalen deutet auf bestimmte Randbedingungen hin, die die Inselbergbildung unterstützen. Dabei scheint eine geringmächtige und durchlässige Bodenbedeckung die Gesteinszerlegung zu behindern.

Nach den bisherigen Untersuchungen wird dieses Verhalten von der Zusammensetzung des Gesteins oder aber von dazu in Beziehung stehenden indirekten Faktoren, wie z. B. einer metasomatischen Imprägnie-

rung oder Sprossung von Mikroklin oder einer geringen Mikrorißdichte, bestimmt.

Literatur

- AHNERT, F. (1982): Untersuchungen über das Morphoklima und die Morphologie des Inselberggebietes von Machakos, Kenia. In: Beiträge zur Geomorphologie der Tropen, Catena Supl. 2, 1–72.
- (1996): The point of modelling geomorphological systems. In: McCANN, B. a. FORD, D. C. (Ed.): Geomorphology Sans Frontières. London, 91–113.
- BICKLE, M. J.; NISBET, E. G.; MARTIN, A. a. ORPEN, J. L. (1993): The Zimbabwe Craton and controversies over Archaean granite-greenstone terrains. In: BICKLE, M. J. a. NISBET, E. G. (Ed.): The Geology of the Belingwe Greenstone Belt. Rotterdam, Brookfield, 1–12.
- BREMER, H. (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. Würzburger Geogr. Arbeiten 35, Würzburg.
- (1986): Geomorphologie in den Tropen-Beobachtungen, Prozesse, Modelle. In: Geoökodynamik 7, 89–112.
- BROOK, G. A. (1978): A new approach to the study of inselberg landscapes. In: Z. Geomorph. N. F., Suppl. 31, 138–160.
- BÜDEL, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. In: Z. Geomorph. N. F. 1, 201–231.
- (1981): Klima-Geomorphologie. Berlin, Stuttgart, 2. Aufl.
- BULL, W. B. (1981): Landforms that do not tend toward a steady state. In: MELHORN, W. N. a. FLEMAL, R. C. (Ed.): Theories of landform development. The Binghamton Symp. 6, New York, 111–128.
- FRYE, K. (1993): Mineral science. New York, Oxford, Singapore, Sydney.
- ISHERWOOD, D. a. STREET, F. A. (1976): Biotite-induced grussification of the Boulder Creek Granodiorite, Boulder County. In: Colorado Bull. Geol. Soc. Am. 87, 366–370.
- KING, L. C. (1967): Scenery of South Africa. Edingburgh.
- (1975): Bornhardt landforms and what they teach. In: Z. Geomorph. N. F. 19; 3, 299–318.
- KIRKBY, M. J. (1980): The stream head as a significant geomorphic threshold. In: COATES, D. R. a. VITEK, J. D. (Ed.): Thresholds in geomorphology. London, Boston, Sidney, 53–74.
- LISTER, L. A. (1979): The geomorphic evolution of Zimbabwe-Rhodesia. In: Trans. Geol. Soc. of South Africa 82, 363–370.
- MARTIN, H. J. (1964): The Bikita Tinfield. In: WILSON, J. F. a. MARTIN, H. J.: The geology of the country around Fort Victoria. The Bikita Tinfield. Southern Rhodesia. Geol. Surv. Bull. 58.
- OLLIER, C. D. (1986): Weathering. London, New York.
- PATRIDGE, T. C. a. MAUD, R. R. (1988): The Geomorphic evolution of Southern Africa: A comparative Review. In: DARDIS, G. F. a. MOON, B. P. (Ed.): Geomorphological studies in Southern Africa. Rotterdam, Brookfield, 5–16.
- (1987): Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic. In: South Afric. Journ. of Geol. 90, 179–208.
- PETTERS, W. S. (1991): Regional geology of Africa. London, New York.
- PYE, K. (1986): Mineralogical and textural controls on the weathering of granitoid rocks. In: Catena 13, 47–57.
- PYE, K.; GOUDI, A. S. a. WATSON, A. (1986): Petrological influence on differential weathering and inselberg development in the Kora Area of Central Kenya. In: ESPL 11, 41–52.
- PYE, K.; GOUDI, A. S. a. THOMAS, D. S. G. (1984): A test of petrological control in the development of bornhardts and koppies of the Matopos Batholith, Zimbabwe. In: ESPL 9, 455–467.
- ROBERTSON, I. D. M. (1974): Explanation of the geological map of the country south of Chibi. Rhodesia Geol. Survey, Short Report No. 41, Salisbury.
- (1973): Potash granites of the southern edge of the Rhodesian Craton and the northern granulite zone of the Limpopo Mobile Belt. In: LISTER, L. A. (Ed.): Symposium on granites, gneisses and related rocks. Geol. Soc. South Afr. Special Publications 3, 265–276.
- RUXTON, B. P. a. BERRY, L. (1957): The weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. In: Geol. Soc. Am. Bull. 68, 1263–1292.
- THOMAS, M. F. (1978): The study of inselbergs. In: Z. Geomorph. N. F., Suppl. 31, 1–41.
- (1994): Geomorphology in the tropics. Chichester, New York.
- TUCKER, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. Stuttgart.
- TWIDALE, C. R. (1988): The missing link: Planation surfaces and etch forms in Southern Africa. In: DARDIS, G. F. a. MOON, B. P. (Ed.): Geomorphological studies in Southern Africa. Rotterdam, Brookfield, 31–46.
- WAHRHAFTIG, C. (1965): Stepped topography of the southern Sierra Nevada. In: Geol. Soc. Am. Bull. 76, 1165–1190.
- WHITLOW, J. R. (1979): Bornhardt terrain on granitic rocks in Zimbabwe: a preliminary assessment. In: Zamb. Geogr. Journ. 33–34, 75–93.
- (1983): Granite bornhardts and associated landform features in Zimbabwe. In: Zimb. 14, 82–103.
- WIRTHMANN, A. (1994): Geomorphologie der Tropen. Darmstadt.
- WORST, B. G. (1962): The Geology of the Buhwa Iron Ore Deposits and adjoining Country: Belingwe District. Southern Rhodesia Geol. Survey Bull. 53.