

VAN DER NEUT M

AFSETTINGSTOESTANDE VAN DIE PRETORIA GROEP  
GESTEENTES IN DIE PRETORIA-BRONKHORSTSPRUIT-  
DELMAS GEBIED

MSc

UP

1990

Afsettingstoestande van die Pretoria Groep gesteentes  
in die Pretoria-Bronkhorstspruit-Delmas gebied

deur  
Markus van der Neut

Voorgelê ter vervulling van 'n deel van die vereistes  
vir die graad Magister Scientae Geologie

in die Fakulteit Natuurwetenskappe  
Universiteit van Pretoria  
Pretoria

Junie 1990



Afsettingstoestande van die Pretoria Groep gesteentes  
in die Pretoria-Bronkhorstspruit-Delmas gebied

Markus van der Neut

Studieleier : prof. P.G. Eriksson  
Departement Geologie  
Magister Scientae

Samevatting

In die studiearea bestaan die Pretoria Groep uit nege formasies, naamlik die basale Rooihoogte, Timeball Hill, Boshhoek, Hekpoort, Strubenkop, Daspoort, Silverton, Magaliesberg en Rayton Formasies. 'n Afwisseling van kwartsitiese sandstene en kleistene met ondergeskikte andesitiese lawa kenmerk hierdie formasies.

Die Rooihoogte Formasie lê diskordant op die onderliggende Chuniespoort Groep dolomiete en word gekenmerk deur basale konglomeraatlaag, sandstene en ondergeskikte kleistene. Die daaropvolgende Timeball Hill Formasie toon 'n gradering van 'n basale koolstofryke kleisteenfasies na 'n ritmies tussengelaagde klei- en sliksteenfasies. 'n Ysterryke sandsteenfasies sowel as 'n diamiktietfasies word in die middelste tot boonste gedeeltes van die Timeball Hill Formasie aangetref. Dun lense van kruisgelaagde sandsteen vorm die Boshhoek Formasie en 'n dik opeenvolging van andesitiese lawa kenmerk die Hekpoort Formasie.

Tussengelaagde kleisteen en sliksteen vorm die grootste gedeelte vann die Strubenkop Formasie, alhoewel mindere ysterryke sandsteen en sliksteensones voorkom. Die daaropvolgende Daspoort Formasie bevat kenmerkende horisontaal-gelaagde en kruisgelaagde arkosiese sandstene en die Silverton Formasie hoofsaaklik

koolstofryke kleistene. 'n Opeenvolging van horisontaal- en kruisgelaagde grofkorrelrige sandstene met volop golfriffelmerke word in die Magaliesberg Formasie gevind. Die Rayton Formasie bestaan hoofsaaklik uit kruisgelaagde en horisontaal-gelaagde sandstene met mindere slikstene, kalkstene en andesitiese lawa.

Chemiese ontledings van kleistene dui op 'n hoë verweringsgraad van die brongesteentes, wat oorwegend granities was. Die paleosaliniteit van die afsettingsomgewing vir die verskillende formasies het vanaf varswater tot soutwater gevarieer. Laasgenoemde was waarskynlik geassosieer met watervlakdalings.

'n Waaier-delta afsettingsomgewing word vir die Rooihoogte Formasie voorgestel en 'n deltaïese model vir die Timeball Hill Formasie, waar suspensieafsetting en turbedietafsettings oorheers het. Gevlegde kanale op 'n alluviale waaier word vir die Boshoeck Formasie voorgestel. Die Hekpoort Formasie verteenwoordig waarskynlik opsmelting van korsmateriaal en daaropvolgende landelike uitvloei van lawas. Die Strubenkop Formasie word geïnterpreteer as die afwaartse gedeeltes van die waaier-deltas wat vir die Daspoort Formasie gepostuleer word. 'n Prodelta-deltafront afsettingsmodel word vir die Silverton Formasie voorgestel en 'n rivierafsetting op alluviale waaiers/waaier-deltas is gepostuleer vir die Rayton Formasie.

Bogenoemde alluviale waaiers/waaier-delta en deltas het waarskynlik uit die noorde in lakustriene kom uitgebou. 'n Sentrale paleohoog, voorgestel deur vorige werkers, ten noorde van Pretoria was waarskynlik 'n bron vir die sedimente.

### Abstract

The Pretoria Group in the studyarea comprises nine formations : the basal Rooihogte, Timeball Hill, Boshhoek, Hekpoort, Strubenkop, Daspoort, Silverton, Magaliesberg and Rayton Formations. These formations consist of alternating mudrocks and quartzitic sandstones, with minor andesitic lava.

The Rooihogte Formation overlies the dolomites of the Chuniespoort Group unconformably. A basal conglomerate layer, quartzitic sandstones and minor mudrocks characterize this formation. The basal carbonaceous shales of the Timeball Hill Formation grade upwards into a rhythmic mudstone - siltstone facies. Minor ironrich sandstones and diamictites occur in the middle to upper part of this formation. Thin lenses of cross-bedded sandstones form the Boshhoek Formation, and a thick sequence of predominantly andesitic lava characterizes the Hekpoort Formation. Rhythmically interbedded mudstones and siltstones predominate in the Strubenkop Formation, with minor iron-rich sandstones and siltstones. The Daspoort Formation consists of horizontally bedded and cross-bedded arkosic sandstones, and carbonaceous shales predominate in the overlying Silverton Formation. A sequence of coarse-grained horizontally stratified and cross-bedded sandstones, with abundant ripplemarks characterizes the Magaliesberg Formation. The Rayton Formation consists of predominant horizontally bedded and cross-bedded sandstones, with minor siltstones, limestones and andesites.

Chemical analyses of mudrocks indicate a high degree of weathering for the source rocks, which were predominantly granitic in composition. The palaeosalinity of the depositional environment of the different formations fluctuated between freshwater and salt water conditions. The latter were probably associated with subsiding water levels.

A fan-delta palaeoenvironment is postulated for the Rooihogte

Formation, and deltaic deposition for the Timeball Hill Formation. Braided channels on alluvial fans are envisaged for the Boshhoek Formation, and partial melting of lower crustal material for the Hekpoort Formation, with subaerial extrusion of the lavas. The Strubenkop Formation probably represents the distal portions of the fan-deltas which are thought to have formed the Daspoort Formation. A prodelta delta-front model is proposed for the Silverton Formation, which in turn grades upwards into the proposed lacustrine coastline deposits of the Magaliesberg Formation. Braided channel deposits on alluvial fans/fan-deltas are envisaged for the Rayton Formation.

The alluvial fans/fan-deltas and deltas proposed for the Pretoria Group most likely prograded into the lacustrine basin from the north. A central palaeohigh, postulated by previous workers, situated to the north of Pretoria, could have acted as a source for the sediments.

## INHOUDSOPGAWE

	bl.
<b>Hoofstuk 1 Inleiding</b>	
Doel	1
Algemene geologie	1
Vorige Werk	2
Metodes van ondersoek	3
Definisies van terme	4
<b>Hoofstuk 2 Rooihoogte Formasie</b>	
Litostratigrafie	13
Litofasies	13
Litofasiesverhoudings	16
Paleostroomrigtings	16
Riffeleienskappe	17
<b>Hoofstuk 3 Timeball Hill Formasie</b>	
Litostratigrafie	26
Litofasies	26
Fasiesverhoudinge	30
Riffeleienskappe	30
Paleostroomrigtings	31
<b>Hoofstuk 4 Boshoeck Formasie</b>	
Litofasies	43
Paleostroomrigtings	44
<b>Hoofstuk 5 Hekpoort Formasie</b>	
Litologie	49
<b>Hoofstuk 6 Strubenkop Formasie</b>	
Litostratigrafie	51
Litofasies	51
Fasiesverhoudings	54
Riffeleienskappe	54
Paleostroomrigtings	54

**Hoofstuk 7 Daspoort Formasie**

Litostratigrafie	66
Litofasies	67
Fasiesverhoudings	70
Paleostroomrigtings	71
Riffeleienskappe	72

**Hoofstuk 8 Silverton Formasie**

Litostratigrafie	87
Litofasies	88
Fasiesverhoudings	90
Paleostroomrigtings	91
Riffeleienskappe	91

**Hoofstuk 9 Magaliesberg Formasie**

Litostratigrafie	104
Litofasies	104
Litofasiesverhoudings	106
Riffeleienskappe	106
Paleostroomrigtings	107

**Hoofstuk 10 Rayton Formasie**

Litostratigrafie	122
Litofasies	123
Fasiesverhoudings	129
Paleostroomrigtings	130
Riffeleienskappe	131

**Hoofstuk 11 Geochemie**

Kleistene : Hoofelemente	153
Kleistene : Spoorelemente	155
Sandstene en ysterstene	156
Interpretasie	156
Opsomming	160

<b>Hoofstuk 12 Interpretasie</b>	181
Rooihoogte Formasie	181
Timeball Hill Formasie	185
Boshoek Formasie	190
Hekpoort Formasie	191
Strubenkop Formasie	193
Daspoort Formasie	196
Silverton Formasie	200
Magaliesberg Formasie	204
Rayton Formasie	207
Algehele afsettingsmodel	214
<b>Hoofstuk 13 Opsomming en gevolgtrekkings</b>	221
Dankbetuigings	222
Verwysings	223

## LYS VAN FIGURE

Fig.1.1	Lokaliteit van die Transvaal Opeenvolging	5
Fig.1.2	Geologiese kaart van die studiegebied	6
Fig.1.3	Dagsoomfoto van die Pretoria Groep	8
Fig.1.4	Definisie van riffelindekse	10
Fig.1.5	Klassifikasie van sandstene	11
Fig.1.6	Qm - Lt - F diagram	12
Fig.2.1	Paleostroomrigtings in die Rooihogte Formasie	18
Fig.2.2	Dagsoomfoto van die Rooihogte Formasie	19
Legende	vir die profiele van die Rooihogte Formasie	20
Fig.2.3	Westelike profiel deur die Rooihogte Formasie	21
Fig.2.4	Oostelike Profiel deur die Rooihogte Formasie	22
Fig.2.5	Foto van Riffelmerke in die Rooihogte Formasie	23
Fig.2.6	Foto van Bevetts Konglomeraat in die Rooihogte Formasie	23
Fig.2.7	Paleostroomrigtings vanaf imbrikasie in die Rooihogte Formasie	24
Fig.2.8	Riffelindekse van die Rooihogte Formasie	25
Fig.3.1	Paleostroomrigtings in die Timeball Hill Formasie	32
Legende	van die saamgestelde profiel van die Timeball Hill Formasie	33
Fig.3.2	Profiel deur die Timeball Hill Formasie	34
Fig.3.3	Dagsoomfoto van die Timeball Hill Formasie	35
Fig.3.4	Modderkrake in die Timeball Hill Formasie	36
Fig.3.5	Tussengelaagde klei- en sliksteenfasies in die Timeball Hill Formasie	36
Fig.3.6	Kwartsitiese sandsteenlense in die Timeball Hill Formasie	37



Fig.3.7	Planêr kruisgelaagde sliksteen in die Timeball Hill Formasie	37
Fig.3.8	Golfriffelmerke op 'n sandsteenlens in die Timeball Hill Formasie	38
Fig.3.9	Interferensieriffels in die Timeball Hill Formasie	38
Fig.3.10	Kontak tussen sandsteenfasies en tussengelaagde klei- en sliksteenfasies in die Timeball Hill Formasie	39
Fig.3.11	Konglomeraatlaag in die sandsteenfasies van die Timeball Hill Formasie	39
Fig.3.12	Rolsteenvorm diagram, Timeball Hill Formasie	40
Fig.3.13	Riffelindekse vir die Timeball Hill Formasie	41
Fig.3.14	Oriëntasies van kanaalopvullings en riffelmerke in die Timeball Hill Formasie	42
Fig.4.1	Dagsoomfoto van die Boshhoek Formasie	45
Fig.4.2	Paleostroomrigtings in die Boshhoek Formasie	46
Legende	vir die profiel van die Boshhoek Formasie	47
Fig.4.3	Profiel deur die Boshhoek Formasie	48
Fig.6.1	Paleostroomrigtings in die Strubenkop Formasie	56
Legende	vir die profiele van die Strubenkop Formasie	57
Fig.6.2	Profiel van die Strubenkop Formasie	58
Fig.6.3	Profiel van die Strubenkop Formasie	59
Fig.6.4	Profiel van die Strubenkop Formasie	60
Fig.6.5	Riffelindekse in die Strubenkop Formasie	61
Fig.6.6	Riffelmerke in die Strubenkop Formasie	62
Fig.6.7	Foto van 'n kanaalopvulling in die Strubenkop Formasie	62
Fig.6.8	Foto van 'n kanaalopvulling in die Strubenkop Formasie	63
Fig.6.9	Lensagtige gelaagdheid, Strubenkop Formasie	63
Fig.6.10	Riffelmerke op 'n sandsteenlens, Strubenkop Formasie	64
Fig.6.11	Graderende kontak tussen die sandsteenfasies en die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies	

	x
	64
Fig.6.12	65
Fig.7.1	73
Fig.7.2	73
Legende vir die profiele van die Dapoort Formasie	74
Fig.7.3	75
Fig.7.4	76
Fig.7.5	77
Fig.7.6	78
Fig.7.7	79
Fig.7.8	80
Fig.7.9	81
Fig.7.10	82
Fig.7.11	82
Fig.7.12	83
Fig.7.13	83
Fig.7.14	84
Fig.7.15	84
Fig.7.16	86
Fig.7.17	86
Fig.8.1	92
Legende van die gedeeltelike profiele van die Silverton Formasie	93
Fig.8.2	94
Fig.8.3	95
Fig.8.4	96
Fig.8.5	96

Fig.8.6	Simmetriese riffelmerke in die Silverton Formasie	97
Fig.8.7	Lang, dun sliksteenlens in die Silverton Formasie	97
Fig.8.8	Sliksteenlens met 'n kokave onderkant in die Silverton Formasie	98
Fig.8.9	Afwisselende kleistene en sandstene in die Silverton Formasie	98
Fig.8.10	Foto van 'n sandsteenlens, Silverton Formasie	99
Fig.8.11	Foto van afwisselende klei- en sliksteensones in die Silverton Formasie	100
Fig.8.12	Sandsteenlense met afwisselende klei- en sliksteensones, Silverton Formasie	101
Fig.8.13	Foto van sliksteenryke sone, Silverton Formasie	101
Fig.8.14	Oriëntasies van kanaalopvullings in die Silverton Formasie	102
Fig.8.15	Riffelindekse van die Silverton Formasie	103
Fig.9.1	Steil helling van die Magaliesberg Formasie	109
Fig.9.2	Dagsoomfoto van die Magaliesberg Formasie, met lae helling	110
	Legende vir die profiele van die Magaliesberg Formasie	111
Fig.9.3	Profiel van die Magaliesberg Formasie	112
Fig.9.4	Profiel van die Magaliesberg Formasie	113
Fig.9.5	Profiel van die Magaliesberg Formasie	114
Fig.9.6	Paleostroomrigtings in die Magaliesberg Formasie	115
Fig.9.7	Reguit kruine van riffelmerke in die Magaliesberg Formasie	116
Fig.9.8	Verskillende oriëntasies van riffelmerke in die Magaliesberg Formasie	116
Fig.9.9	Kanaalopvulling met erosiewe onderste kontak in die Magaliesberg Formasie	117
Fig.9.10	Lae hoek planêre kruislae in die Magaliesberg Formasie	117
Fig.9.11	Foto van planêre kruislae, Magaliesberg Formasie	118
Fig.9.12	Trogkruislae in die Magaliesberg Formasie	118
Fig.9.13	KLeinskaalse trogkruislae wat oormekaar sny in	

	xii
die Magaliesberg Formasie	119
Fig.9.14 Uitdrogingskrake in die Magaliesberg Formasie	119
Fig.9.15 Riffelindekse in die Magaliesberg Formasie	120
Fig.9.16 Oriëntasies van kanaalopvullings in die Magaliesberg Formasie	121
Fig.10.1 Dagsoomfoto van die Rayton Formasie	132
Legende vir die saamgestelde profiele van die Rayton Formasie	133
Fig.10.2 Westelike saamgestelde profiel van die Rayton Formasie	134
Fig.10.3 Oostelike saamgestelde profiel van die Rayton Formasie	135
Fig.10.4 Paleostroomrigtings in die Rayton Formasie	136
Fig.10.5 Konkresies in die Rayton Formasie	137
Fig.10.6 Tangentiale aansluiting van planêre kruislae in die Rayton Formasie	137
Fig.10.7 Planêre kruislae wat erosief oor horisontale lae sny, Rayton Formasie	138
Fig.10.8 Trogkruislae in die Rayton Formasie	139
Fig.10.9 Kanaalopvulling wat oor trogkruislae sny, Rayton Formasie	140
Fig.10.10 Wigvormige kanaalopvulling in die Rayton Formasie	140
Fig.10.11 Riffelmerke op sandsteenlense, Rayton Formasie	141
Fig.10.12 Teenoorgestelde kruislae in die Rayton Formasie	141
Fig.10.13 Haringgraatkruislae in die Rayton Formasie	142
Fig.10.14 Afgeplatte rolstene in die rolsteendraende sandsteenfasies in die Rayton Formasie	143
Fig.10.15 Yl verspreide klaste in horisontale laminasies in die Rayton Formasie	143
Fig.10.16 Klaste bo op 'n laagvlak, Rayton Formasie	144
Fig.10.17 Afgeronde klaste bo op 'n laagvlak in die Rayton Formasie	144
Fig.10.18 Hoekige holtes in die die konglomeraatfasies in die Rayton Formasie	145
Fig.10.19 Konglomeraatlagie in die Rayton Formasie	145

Fig.10.20 Rolsteenvorm diagram vir die Rayton Formasie	146
Fig.10.21 Dagsoomfoto van die kalksteenfasies in die Rayton Formasie	147
Fig.10.22 Groot stromatoliete in die Rayton Formasie	148
Fig.10.23 Klein stromatoliete in die Rayton Formasie	148
Fig.10.24 Teepee struktuur in die Rayton Formasie	149
Fig.10.25 Dagsoomfoto van die Rayton lawa	149
Fig.10.26 Oriëntasies van kanaalopvullings en riffelkruine in die Rayton Formasie	150
Fig.10.27 Voorstelling van die individuele aanvoerrigtings van 'n gedeeltelike profiel in die Rayton Formasie	151
Fig.10.28 Riffelindekse van die Rayton Formasie	152
Fig.11.1 Monsterlokaliteite van die geochemiese analises	161
Fig.11.2 SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O diagram vir dagsoommonsters	162
Fig.11.3 SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O diagram vir boorgatmonsters	163
Fig.11.4a Variasie in spoorelementkonsentrasie van die Silverton Formasie	164
Fig.11.4b Variasie in spoorelementkonsentrasie van die Timeball Hill Formasie	164
Fig.11.5a Variasie in spoorelementkonsentrasie van die Strubenskap Formasie	165
Fig.11.5b Variasie in spoorelementkonsentrasie van die Rooihoogte Formasie	165
Fig.11.6 Geochemiese klassifikasie van sandstene van die Pretoria Groep	166
Fig.11.7 TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> diagram vir dagsoommonsters	167
Fig.11.8 TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> diagram vir boorgatmonsters	168
Fig.11.9 Cr/Zr diagram vir dagsoommonsters	169
Fig.11.10 Cr/Zr diagram vir boorgatmonsters	170
Fig.11.11 CIA waardes vir kleistene van die Pretoria Groep	171
Fig.12.1 Klassifikasie van sandstene van die Pretoria Groep	218
Fig.12.2 Qm - Lt - F (brongesteente-) diagram vir vir sandstene van die Pretoria Groep	219

**LYS VAN TABELLE**

Tabel 1.1	Stratigrafie van die Pretoria Groep	7
Tabel 1.2	Opsomming van vorige afsettingsmodelle van die Pretoria Groep	9
Tabel 11.1	Chemiese analises van kleisteen-dagsoommonsters van die Pretoria Groep	172
Tabel 11.2	Chemiese analises van kleisteen-dagsoommonsters van die Rooihoogte en Rayton Formasies	173
Tabel 11.3	Chemiese analises van sandstene van die Pretoria Groep	174
Tabel 11.4	Chemiese analises van kleistene van die Timeball Hill Formasie (boorgatmonsters)	175
Tabel 11.5	Chemiese analises van kleistene van die Timeball Hill Formasie (boorgatmonsters)	176
Tabel 11.6	Chemiese analises van kleistene van die Strubenkop Formasie (boorgatmonsters)	177
Tabel 11.7	Gemiddelde kleisteenanalises (hoofelemente) van die Pretoria Groep vergelyk met gemiddelde internasionale kleisteenanalises	178
Tabel 11.8	Gemiddeldes en standaardafwykings van hoofelemente vanaf kleisteenanalises van die Pretoria Groep (dagsoommonsters)	179

Tabel 11.9	Gemiddelde spoorelementkonsentrasies van kleisteenanalises van die die Pretoria Groep vergelyk met gemiddelde internasionale spoorelementkonsentarasies van kleisteen analises	180
Tabel 12.1	Soutgehalte en riffeltipes van verskeie Formasies van die Pretoria Groep	220

# Hoofstuk 1

## Inleiding

### Doel

Hierdie studie van die sedimentêre gesteentes van die Proterosoïese Pretoria Groep in die Pretoria-area is onderneem in 'n poging om die paleoafsettingsomgewing vas te stel. Daarbenewens sal die geochemie van hierdie gesteentes, sowel as dié van die tussengelaagde andesitiese lawas ook ondersoek word, om die voorgestelde fasies-model te ondersteun.

### Ligging van die studiegebied

Die studiegebied is oos van Pretoria geleë en strek ongeveer vanaf Pretoria in die weste, tot Balmoral in die ooste, en vanaf Cullinan in die noorde tot Delmas in die suide (Figure 1.1 en 1.2).

### Algemene Geologie

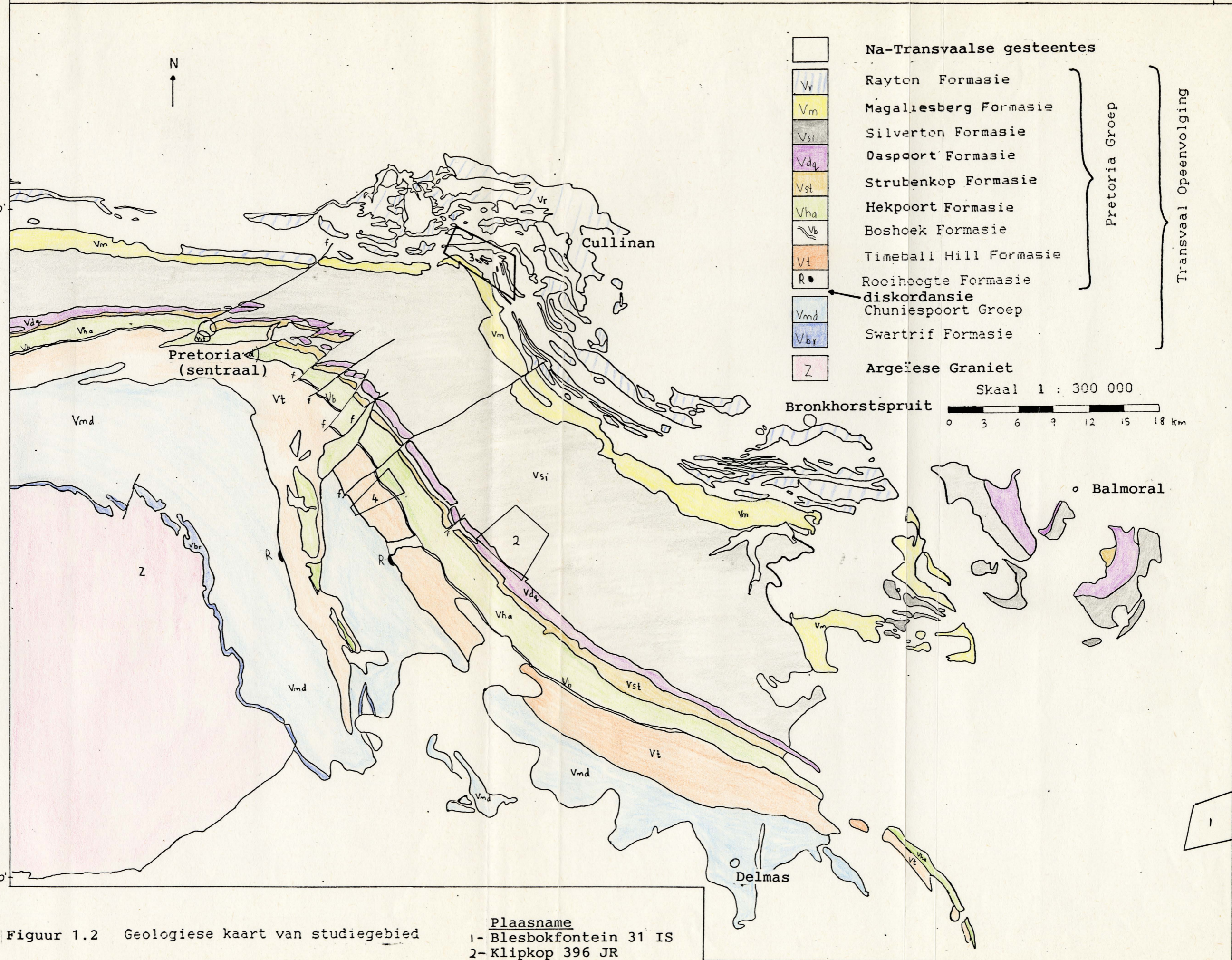
Die Pretoria Groep vorm deel van die Transvaal Opeenvolging en oorlê dolomitiese sedimentêre gesteentes van die Chuniespoort Groep diskordant (Figure 1.1 en 1.2). Die stratigrafiese indeling van die Pretoria Groep word in Tabel 1.1 opgesom. Die Griekwaland-Wes Opeenvolging, wat in die Noord-Kaap dagsom, word met die Transvaal Opeenvolging gekorelleer. Ook hierdie stratigrafiese indeling word in Tabel 1.1 opgesom.

In die area wat bestudeer is (Figuur 1.2) word die dolomiet van die Chuniespoort Groep plek-plek deur sedimentêre gesteentes van die Rooihogte Formasie dikordant oorlê. Elders, waar daar geen dagsome van die Rooihogte Formasie is nie, oorlê die Timeball Hill Formasie die Chuniespoort Groep diskordant. Die boonste Rayton Formasie word dikwels deur gesteentes van die Bosveld Kompleks (2050 Ma, von Grunewaldt *et al.*, 1985) of deur jonger sedimentêre gesteentes, soos dié van die Waterberg Groep (1700 Ma, SAKS, 1980), oorlê. 'n Radiometriese ouderdom vir die Hekpoort Formasie met behulp van die Rb - Sr-isotoop-verhouding



25°40'

26°10'



Figuur 1.2 Geologiese kaart van studiegebied

- Plaasname**
- 1- Blesbokfontein 31 IS
  - 2- Klipkop 396 JR
  - 3- Nooitgedacht 333 JR
  - 4- Rietfontein 375 JR



op heel gesteente, word deur Burger en Coertze (1973) gegee as  $2224 \pm 21$  Ma. Die Pretoria Groep oos van Delmas word deur sedimentêre gesteentes van die Karoo Opeenvolging bedek. Daar is dus geen aaneenlopende dagsoom van die Pretoria Groep vanaf die Oos-Transvaal tot in die studiegebied nie (Figuur 1.1). Vanaf 'n enkele boorgat, wat sowat 50km Noordwes van Bethal op die plaas Blesbokfontein 31 IS (Figuur 1.2) geboor is, blyk dit dat die sedimentêre gesteentes van die Karoo Opeenvolging daar direk op die dolomiet van die Chuniespoort Groep lê.

'n Groot verskeidenheid van intrusiewe gesteentes kom in die Pretoria Groep voor, veral diabaasgange en -plate, kimberlietpype en alkaliese gesteentes (1777 Ma. oud; SAKS, 1980) van die Pienaarsrivier Kompleks. Geomorfologies word die Pretoria Groep gekenmerk deur afwisselende heuwelreekse, wat hoofsaaklik uit kwartsitiese sandstene bestaan, soos bv die Daspoort en Magaliesberg Formasies, en strekkingsvalleie, wat hoofsaaklik uit kleiige gesteentes bestaan, soos bv die Silverton Formasie (Figuur 1.3). Vanweë die steiler helling van die lae in die weste van die studiegebied (sowat 25 grade na die noorde), relatief tot die oostelike areas (ongeveer 10 - 12 grade na die Noordooste), is die heuwelagtige voorkoms meer prominent in die weste as in die ooste. In die ooste word die Pretoria Groep meer gekenmerk deur saghellende grasvlaktes. Die relatief konstante strekking verander ooswaarts vanaf oos - wes in die weste na noordwes - suidoos in die ooste en die lae word deur talle hellingsverskuiwings en enkele dwarsverskuiwings verplaas. Sommige van die laasgenoemdes is strekkingsglipverskuiwings.

#### Vorige werk

Daar is al baie navorsing op die gesteentes van die Pretoria Groep gedoen, onder andere deur van Biljon (1949), Visser (1969, 1971, 1972), Button (1969, 1973, 1975, 1976, 1986), K.A. Eriksson, (1973), Klop (1978), Beukes (1983), Engelbrecht (1986), P.G. Eriksson (1986, 1988) en P.G Eriksson et al. (1987, 1988). Hierdie outeurs het verskillende afsettingsmodelle gepostuleer, wat in Tabel 1.2 opgesom word.

Alhoewel verskillende afsettingsmodelle vir die formasies van die Pretoria Groep gepostuleer is, is daar egter net twee skole van denkrigtings ten opsigte van die paleoafsettingsomgewing. Die een beskou die afsetting van die Pretoria Groep se sedimentêre gesteentes as die produk van 'n mariene omgewing, terwyl die ander dit aan lakustriene prosesse koppel.

#### Metodes van ondersoek

Vir hierdie ondersoek is daar onder andere van die volgende tegnieke gebruik gemaak : opmeting van sedimentêre profiele met behulp van 'n 2m maatstok wat in 0.5m eenhede gekalibreer is; bepaling van paleostroomrigtings met behulp van 'n geologiese kompas; toepassing van die fasieskonsep, opmeting van riffelmerke en rolsteenvorms met behulp van 'n 0.15cm lineaal en 'n nonius skuifpasser. Vir die opmeet van riffelmerke is die indekse  $R_i$  en  $R_{si}$ , soos gedefinieer deur Tanner (1967), bereken en teen mekaar gestip. Hierdie indekse word soos volg gedefinieer :

$R_i$  is die golflengte gedeel deur die kruinhoogte en  $R_{si}$  is die horisontale afstand vanaf die kruin na die middelpunt van die trog, aan die stootkant van die riffel gemeet, gedeel deur die horisontale afstand van die kruin na die middelpunt van die trog, aan die lykant van die riffel gemeet (Figuur 1.4). Deur hierdie twee indekse teen mekaar te teken, kan daar tussen wind-, golf-, stroom- en klotsgevormde riffelmerke onderskei word (Tanner, 1967).

Verskeie rolstene se asse is opgemeet en die rolsteenvorm, soos gedefinieer deur die sferisiteit en die koëffitient van afplatting, is volgens Stratten (1973) se metode bepaal. Hiervolgens kan 'n mens tussen 'n fluviale en 'n strandomgewing onderskei. By die petrografiese puntetellings is onderskei tussen die persentasie monokristallyne kwartskorrels, rotsfragmente en veldspaatkorrels en die gegewens op 'n driehoeksdiagram, volgens Dott (1964) en Pettijohn et al. (1972) voorgestel (Figuur 1.5). Verder is persentasies van bogenoemde komponente op die  $Q_m$ - $L_t$ - $F$  diagram van Dickinson et

al. (1983) voorgestel (Figuur 1.6). Op hierdie wyse kan daar tussen kratoniese, eiland-boog- en herwerkte orogenetiese brongesteentes onderskei word. Verder is daar ook verteenwoordigende monsters vir chemiese ontleding geneem.

Hierdie monsters is vergruis en met behulp van standaard X-straal-fluorosensie tegnieke met 'n ARL 8420 spektrometer by die Universiteit van Pretoria, geanaliseer. Aanvullende analyses van boorgatmonsters is uit Böhmer (1977) verkry, wat atoom-adsorpsiespektrometrie en klassieke nat chemiese metodes gebruik het.

#### Definisies van terme

Daar sal in hierdie verhandeling dikwels van die volgende terme gebruik word, wat vervolgens definieer sal word.

Horisontale laminasies : laagdikte kleiner as 1cm

Horisontale gelaagdheid : laagdikte groter en gelyk aan 1cm

Kleinskaalse kruisgelaagdheid : steldikte kleiner as 10cm

Mediumskaalse kruisgelaagdheid : steldikte 10 - 50cm

Grootskaalse kruisgelaagdheid : steldikte groter as 50cm

(Hierdie laaste drie definisies geld vir planêre- , haringgraat- sowel as vir trogkruislae).

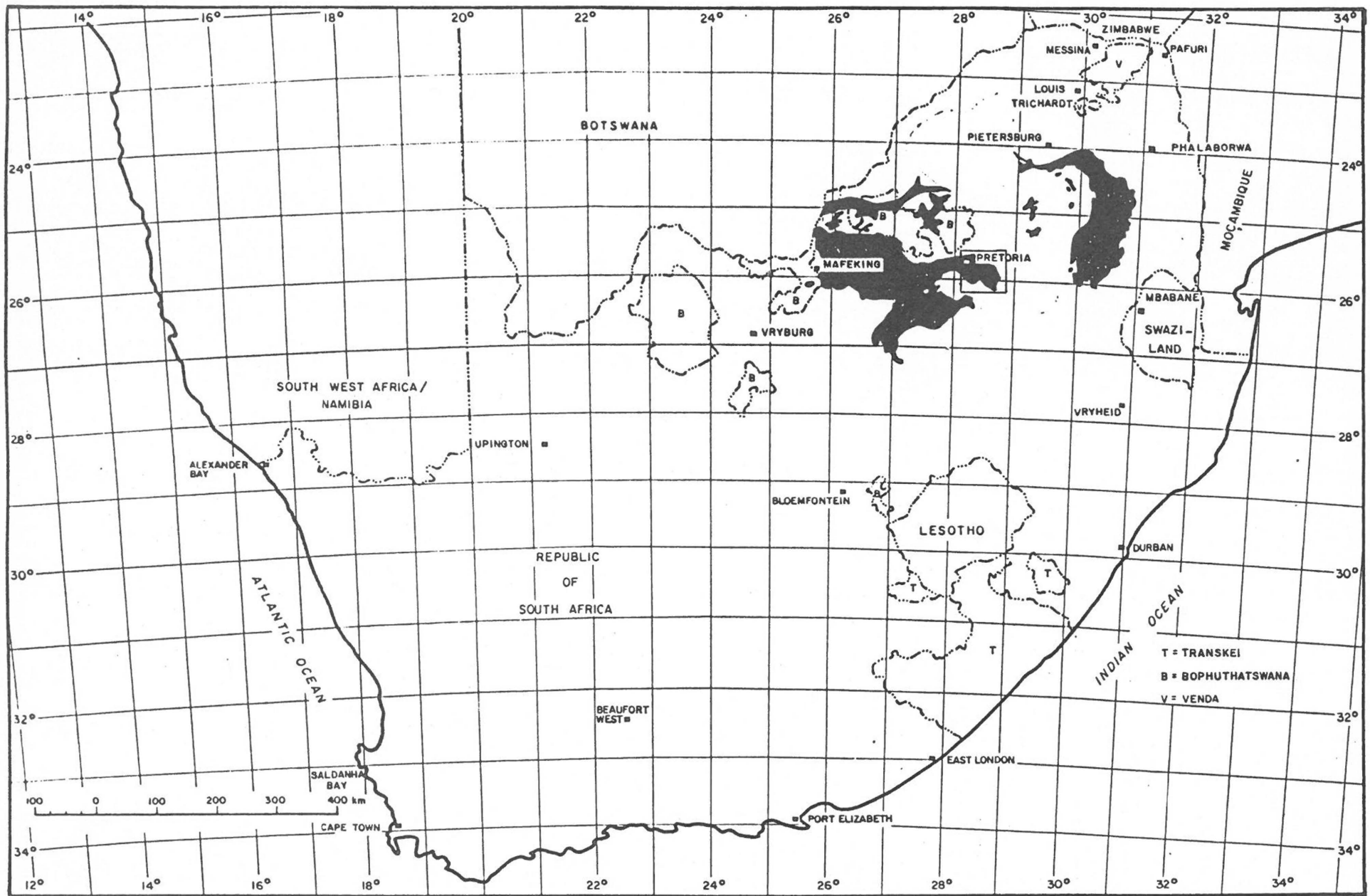
Vir kanaalopvullings sal die volgende terme gebruik word :

Klein kanaalopvulling : breedte kleiner as 8m

Medium kanaalopvulling : breedte tussen 8 en 15m

Groot kanaalopvulling : breedte groter as 15m

Tensy spesifiek anders in die teks na die grootte van sekere sedimentêre strukture verwys word, sal bostaande definisies geld. Die geologiese kaarte, wat in hierdie verhandeling gebruik word, is op die 1 : 125 000 geologiese kaart 2528 Pretoria, wat in 1978 deur die Staatsdrukker uitgegee is, gebaseer.



Figuur 1.1 Verspreiding van die Transvaal Opeenvolging in Suid - Afrika, volgens SAKS ( 1980 ).

Tabel 1.1 Stratigrafiese indeling van die Pretoria Groep  
( aangepas volgens SAKS, 1980 )

Wes Transvaal	Studiegebied	Oos Transvaal
na-Magaliesberg - gesteentes	Rayton	Dullstroom Houtenbek <b>Steenkampsberg</b>
Magaliesberg	Magaliesberg	Nederhorst Lakenvalei Vermont
Silverton	Silverton	Magaliesberg Silverton
Daspoort	Daspoort	Daspoort
Strubenkop	Strubenkop	Strubenkop
Droogedal		Dwaalheuwel
Hekpoort	Hekpoort	Hekpoort
Boshoek	Boshoek	Boshoek
Timeball Hill	Timeball Hill	Timeball Hill
Rooihoogte	Rooihoogte	Rooihoogte

(Vanweë gebrek aan spasie is die woord "Formasie" telkens weggelaat.)

Stratigrafiese korrellasie van Groepe van die  
Transvaal en Griekwaland-Wes Opeenvolgings  
( aangepas volgens SAKS, 1980 ).

Griekwaland-Wes Opeenvolging	regionale	Transvaal Opeenvolging
Cox Groep		Pretoria Groep
Griekwastad Groep	diskordansie	
Campbell Groep		Chuniespoort Groep



Formasie	marient transgressie	marient regressie	alluviale waaiers	getyvlakte
Rayton				
Magaliesberg				
Silverton				
Daspoort				
Strubenkop				Button ( 1973 ) P.G.Eriksson ( 1988 )
Hekpoort				
Boshoek		Klop ( 1978 )	P.G. Eriksson ( 1988 )	
Timeball Hill				
Rooihoogte	Visser ( 1969 ) Button ( 1973 ) Klop ( 1978 ) Beukes ( 1983 )		P.G. Eriksson ( 1988 )	Engelbrecht ( 1986 )

Tabel 1.2 Oorsig van voorgestelde afsettingsmodelle vir die Pretoria Groep gesteentes.



Timeball Hill  
Formasie  
Daspoort  
Formasie  
Silverton  
Formasie



Figuur 1.3 Gesig in 'n suidwestelike rigting vanaf Wonderboom Fort,  
Pretoria.

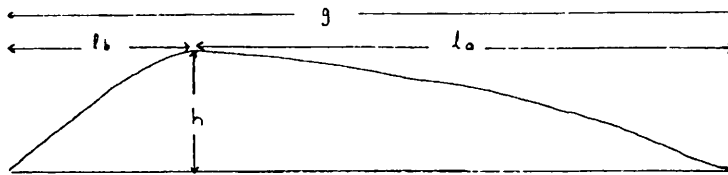
Magaliesberg Formasie



## Voorgestelde modelle

delta	waaier-delta	massavloer	fluviaal	kuslyn	opsmelting van kors
	P.G.Eriksson( 1988 )		Visser ( 1969 )		
Button ( 1973 )			Visser ( 1969 )	Visser ( 1969 ) Button ( 1973 ) P.G. Eriksson ( 1988 )	
Button ( 1973 ) P.G. Eriksson ( 1988 )					
	P.G. Eriksson ( 1988 )		Visser ( 1969 ) Klop ( 1978 )	Visser ( 1969 ) Klop ( 1978 )	
				Visser ( 1969 ) Klop ( 1978 )	
					Sharpe et al. ( 1983 )
		Visser ( 1969 )	Button ( 1973 )		
Visser ( 1969 ) Visser ( 1972 ) Button ( 1973 ) K.A.Eriksson ( 1973 ) Klop ( 1978 ) P.G Eriksson ( 1988 )					
	P.G Eriksson ( 1988 )				

Figuur 1.4 Definisie van die riffelindekse  $Ri$  en  $Rsi$  volgens Tanner ( 1967 ).



$h$  kruinhoogte                       $g$  golflengte

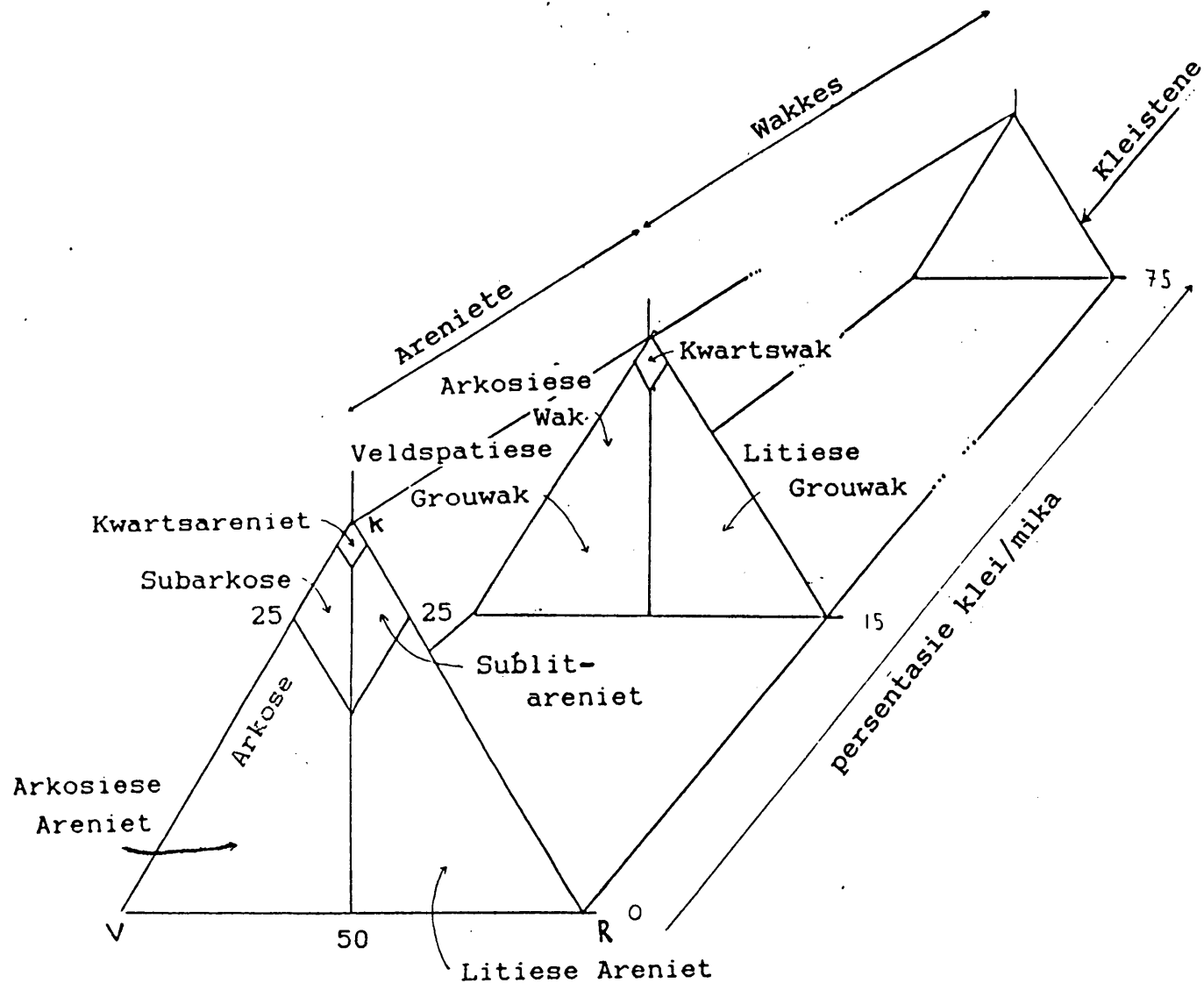
$$Ri = g/h$$

$$Rsi = la/lb$$

$la$  = horisontale afstand van die riffelkruin tot die trog, langs die stootkant van die riffel.

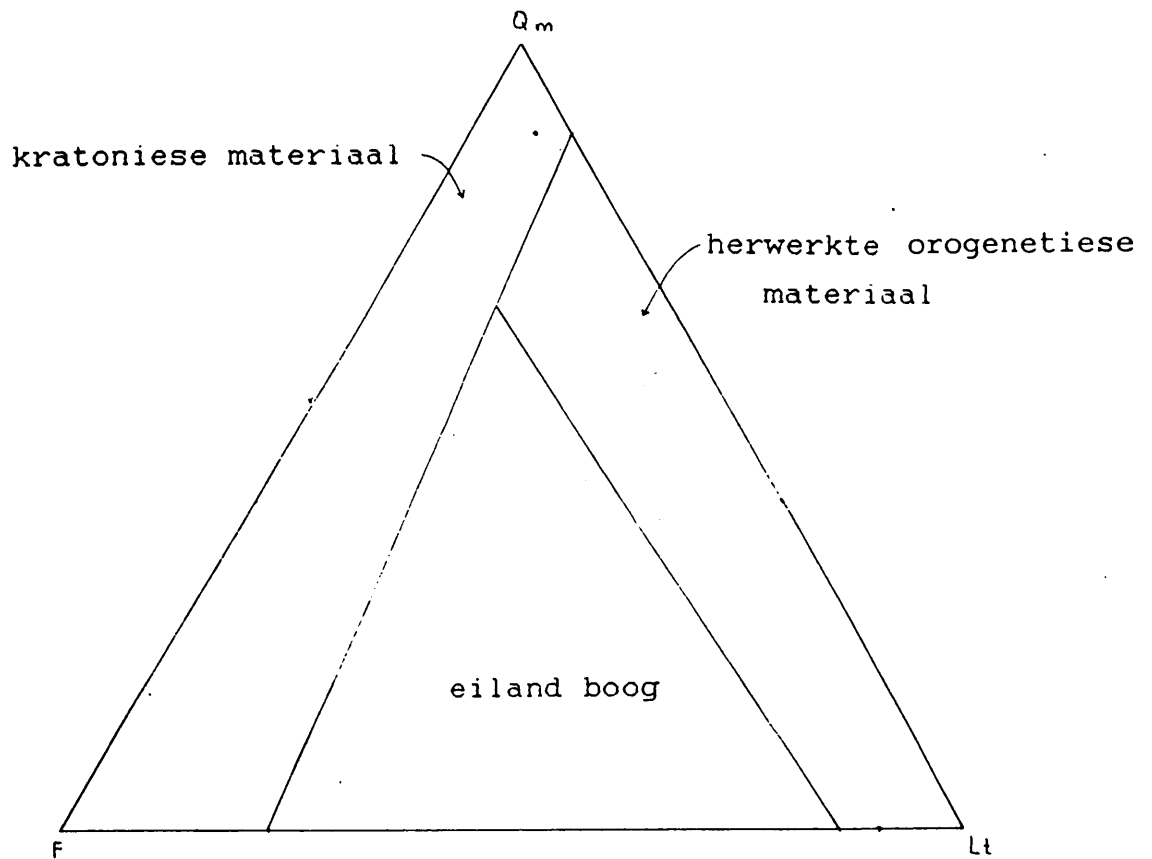
$lb$  = horisontale afstand van die riffelkruin tot die trog, langs die steiler lykant van die riffel.

$la/lb$  is dus altyd  $\geq 1$



Figuur 1.5 Klassifikasie van sandstene ( wakkes en areniete ),  
 aangepas volgens Dott ( 1964 ) en Pettijohn et al.  
 ( 1972 )

K = Kwarts, R = Rotsfragmente, V = Veldspaat



Figuur 1.6  $Q_m$  -  $Lt$  -  $F$  diagram, aangepas volgens Dickinson *et al.* ( 1983 ), om moontlike brongesteentes aan te dui.  
 $Q_m$  monkristallyne kwarts  
 $Lt$  rotsfragmente  
 $F$  Veldspaat

## Hoofstuk 2

### Rooihoogte Formasie

#### Litostratigrafie

Die Rooihoogte Formasie is die onderste formasie van die Pretoria Groep en bestaan uit 'n onderste Bevets Konglomeraat Lid, 'n boonste Polo Ground Sandsteen Lid en tussengelaagde modderstene (SAKS, 1980). Die dikte van hierdie formasie wissel aansienlik en dit is moeilik om 'n algemene verdikking of verdunning oor die hele kom te bepaal. Alhoewel daar min datapunte is, kan algemene, lokale afleidings ten opsigte van die variasie in dikte oor afstand gemaak word. Sulke afleidings moet egter slegs as aanduiders beskou word totdat meer data akkurater afleidings moontlik maak. Volgens 10 datapunte, wat oor die hele Transvaalkom versprei is, is daar drie dominante rigtings van afname in diktes (Eriksson, 1988), die noordweste na suidooste in die westelike deel van die kom, van suid na noord in die sentrale deel van die kom en dalk van oos na wes in die oostelike gedeeltes van die kom. In die studiegebied wissel die dikte van die Rooihoogte Formasie tussen 10 en 15 m.

#### Litofasies

Vanweë die gebrek aan dagsome kon slegs twee profiele in die studiegebied opgemeet word (Figuur 2.1). Die dagsome is meestal yl versprei en kom dikwels as paleokarstopvullings voor. Figuur 2.2 is 'n foto van die dagsoom van die oostelike profiel wat in Figuur 2.3 weergegee word. Die onderste kontak van die Rooihoogte Formasie met die Chuniespoortdolomite is nie in die veld waargeneem nie, maar outeure soos Button (1973) en Eriksson (1988) beskryf dit as 'n ongelyke, dikordante kontak. Vanaf die profiele in Figure 2.3 en 2.4 is daar die volgende litofasies geïdentifiseer : 'n kleisteenfasies met enkele lokale ingeslote klaste, 'n growwe herkristalliseerde sandsteenfasies (Polo Ground Lid) en 'n konglomeraatfasies (Bevets Lid). Elkeen van hierdie

fasies sal vervolgens noukeurig bespreek word.

#### Kleisteenfasies

Hierdie fasies bestaan uit twee subfasies, naamlik 'n kleisteensubfasies, en 'n rolsteendraende kleisteensubfasies met mindere kleipilkonglomeraatlense. Die kleisteensubfasies bestaan uit horisontaal-gelamineerde ysterryke kleisteen. Die kleur van hierdie kleisteen wissel vanaf 'n lig okerbruin tot rooibruin. Op enkele plekke is dit selfs blougrys en swart (koolstofryk). Lokaal kom daar ook nog dun, 2mm dik, asimmetriese lense van 'n lig pers gekleurde sliksteen voor.

In die rolsteendraende kleisteensubfasies is die klaste meestal langwerpig en afgeplat. Die lang as van hierdie klaste is meestal parallel aan die laagvlak, wat dus 'n gelaagde voorkoms aan hierdie klaste verleen. Die klaste wissel in grootte vanaf 2mm tot soveel as 20mm, langs die lang as gemeet, en is hoekig tot half afgerond. Hulle bestaan meestal uit sliksteen met ondergeskikte chert. Enkele lense van kleipilkonglomeraat kom in hierdie subfasies voor (Figure 2.3 en 2.4). Hulle diktes wissel van 30 tot 80 cm en hulle is dikwels opwaarts fynerwordend (Figure 2.3 en 2.4). Die klaste bestaan uit sagte, okerbruin kleisteen en is selde groter as 5mm (langs die lang as gemeet). Die klasvorm is hoekig tot halfafgerond wat daarop dui dat hulle nie ver vervoer is nie. Vanweë die swak dagsome is dit moeilik om die lengte van hierdie lense te skat, maar hulle is beslis langer as 10m. Die klaste is meestal matriksondersteun deur 'n ysterryke rooi - bruin gekleurde sliksteen. Enkele dun (ongeveer 20cm dik) sliksteenlae kom in die kleisteenfasies voor, meestal direk onder die boliggende Polo Ground sandstene (Figuur 2.3).

#### Kwarsitiese sandsteenfasies

Hierdie fasies bestaan hoofsaaklik uit grofkorrelrige, horisontaal-gelamineerde sandsteen, met ondergeskikte voorkomste van planêre kruislaminasies en simmetriese riffelmerke. Samestellings van die sandstene is meestal dié van arkose (ongeveer 35% kwarts, 40% veldspaat en 25% rotsfragmente,

n= 2). Die sandsteen verskil van die een profiel (Figuur 2.3) na die ander (Figuur 2.4) t.o.v. korrelgrootte, sortering en volwassenheid. In Figuur 2.3 is die sortering, makroskopies gesien, redelik goed. Die korrels bestaan meestal uit kwarts en is ongeveer 1mm in deursnee, alhoewel enkele, half afgeronde klaste van 5 tot 20mm voorkom. Horisontale laminasies en simmetriese riffelmerke (Figure 2.3 en 2.4) vorm die mees algemeenste strukture. Die laagdikte van hierdie laminasies is meestal slegs 'n paar millimeter en het selde 10mm oorskry. Die kruine van die riffelmerke is meestal reguit en in 'n enkele geval ook vertakkend (Figuur 2.5). Planêre kruislaminasies kom sporadies voor; steldiktes varieer tussen 3 en 9cm.

Die dikte van hierdie fasies in Figuur 2.3 is ongeveer 3m en 'n opwaarts grofwordende neiging is waargeneem. In teenstelling hiermee toon die sandsteenfasies in Figuur 2.4 'n swakker sortering en growwer korrels. Die korrels is hier ongeveer 3mm in deursnee en die laagdikte van die horisontale laminasies is ongeveer 8mm. Net soos in die vorige profiel is daar 'n opwaarts grofwordende neiging met 'n graderende oorgang na die hoërliggende konglomeraatfasies. Langwerpige, half afgeronde, groot klaste kom in lae voor, meestal met die lang as parallel aan die gelaagdheid. Hierdie klaste word ook opwaarts groter en varieer dus vanaf 3 tot 7cm in deursnee (langs die lang as gemeet). Die klaste bestaan meestal uit chert, maar klaste van ysterformasiesamestellings is ook waargeneem. Geen riffelmerke is gevind nie en planêre kruisgelaagdheid is net lokaal waargeneem. Die steldikte hiervan is ongeveer 12cm.

#### Konglomeraatfasies

Hierdie fasies wissel in dikte vanaf 9.5m (Figuur 2.3) tot sowat 3m (Figuur 2.4). Die fasies bestaan meestal uit matriksondersteunde konglomeraat met afgeronde tot hoekige klaste (Figuur 2.6). Enkele sones blyk egter meer korrelondersteunde konglomeraat te wees. Hierdié matriks het die samestelling van 'n litiese areniet met ongeveer 15% kwarts, 25% veldspaat en 60% rotsfragmente. Die grootte van die meestal afgeplatte rolstene

wissel tussen 2 en 10cm, soos in die opwaarts grofwordende gedeelte van Figuur 2.3. Die klaste bestaan meestal uit ysterformasie en chert, wat dalk tot die afgeplatte voorkoms van die individuele rolstene aanleiding gee. Die sortering is meestal swak en imbrikasie is selde teenwoordig. 'n Basale, swak gesorteerde, korrelondersteunde konglomeraat kom voor in die een profiel (Figuur 2.3). Die chertklaste is meestal hoekig tot half afgerond en sowat 1 tot 4cm in deursnee.

#### Litofasiesverhoudings

'n Algemene opwaarts grofwordende litofasiesverhouding volg uit Figure 2.3 en 2.4, nl 'n basale kleisteenfasies gevolg deur 'n sandsteenfasies, wat weer deur 'n konglomeraatfasies oorelê word. Die enigste afwyking in hierdie volgorde is die voorkoms van 'n basale, onvolwasse konglomeraat in Figuur 2.3.

Die onderste kleisteenfasies is dikwels op 'n vlak hellende paleokarstoppervlak van die Chuniespoort Groep neergelê, wat dikwels tot golwende gelaagdheid lei. Die hoërliggende Polo Groundsandsteen toon 'n onderste, skerp erosiewe kontak met die kleisteenfasies terwyl die oorgang na die konglomeraatfasies meestal graderend is. In 'n enkele geval gradeer die onderliggende kleisteenfasies oor na 'n dun sliksteen, wat dan na die sandsteenfasies oorgradeer (Figuur 2.3). Vanweë die swak dagsome is die kontak tussen die basale onvolwasse konglomeraatfasies (Figuur 2.3) en die kleisteenfasies nie sigbaar nie, so ook nie die kontak met die onderliggende dolomiet van die Chuniespoort Groep nie. Laterale verhoudings kon ook nie bepaal word nie, aangesien daar te min dagsome is. Alhoewel daar in die twee profiele 'n tipe van vertikale volgorde van litofasies bestaan, kan dit nie as 'n veralgemening beskou word vir elders in die Transvaalkom, waar die Bevetkonglomeraat dikwels bo op die dolomiet lê, gevolg deur die kleisteen met die Polo Ground Lid heel bo op (Eriksson, 1988).

#### Paleostroomrigtings

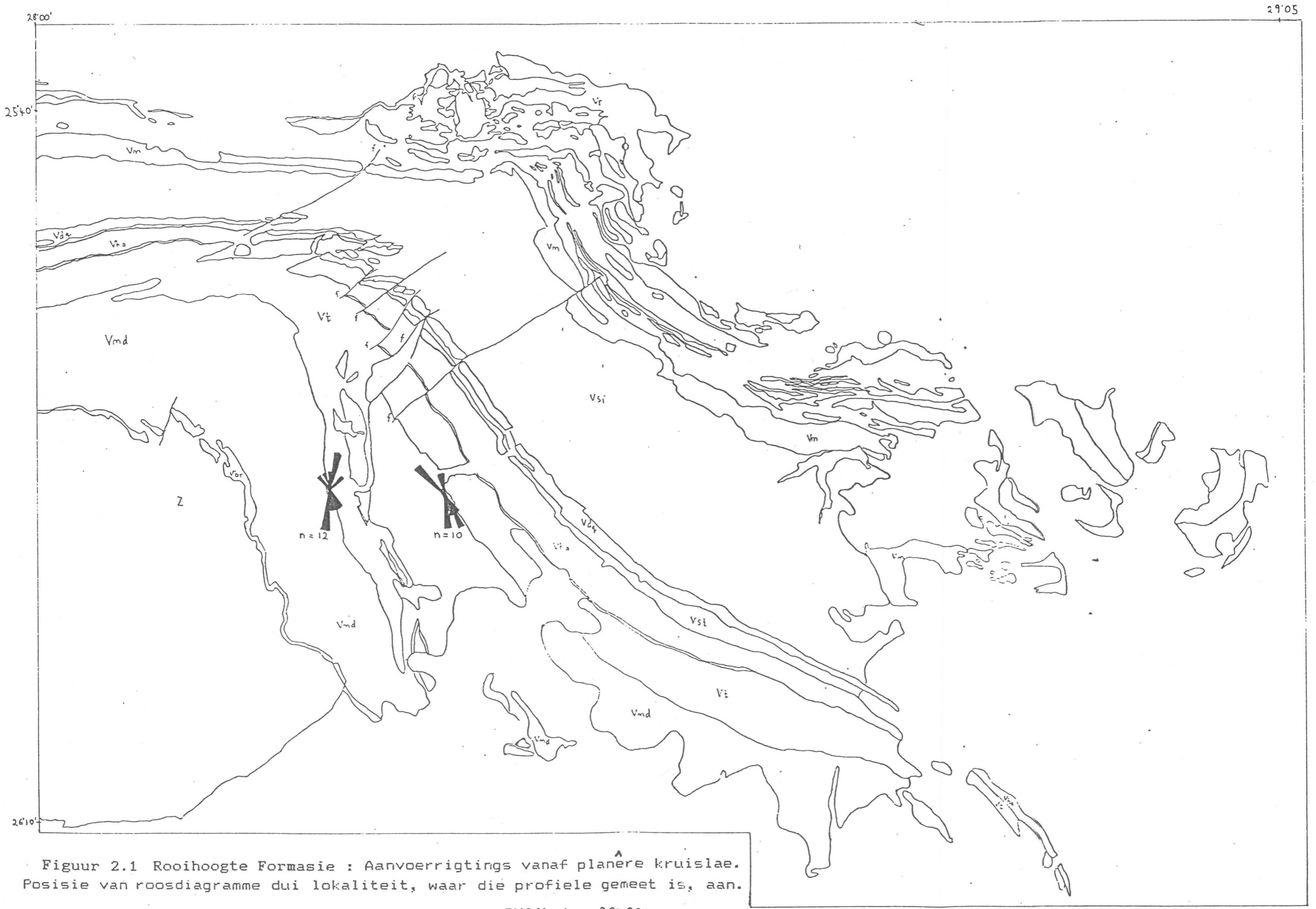
Aangesien planêre kruisgelaagdheid so lokaal voorkom, is daar min lesings (22) verkry. Die paleostroomrigtings word in Figure 2.1



en 2.7 opgesom. Die paleostroomrigtings vanaf planêre kruislae het 'n dominante suidelike sowel as 'n noordelike komponent (Figuur 2.1). In teenstelling hiermee is die aanvoerrigting vanaf die swak imbrikasie wat gemeet is, dominant na die noordweste (Figuur 2.7). Die strekking vanaf die simmetriese riffelmerke toon 'n duidelike oos - wes oriëntasie met 'n baie ondergeskikte NNO - SSW oriëntasie (Figuur 2.7). Hierdie patroon stem redelik goed ooreen met die aanvoerrigtings vanaf die kruislae (Figuur 2.1).

#### Riffeleienskappe

Die riffelmerke, wat in die Rooihoogte Formasie gevind is, is meestal golfgevormde (Tanner, 1967) riffelmerke (Figuur 2.8). Slegs in 'n enkele geval is lang, dun riffelmerke gevind, wat in die wind-veld van Tanner ( 1967 ) se riffelindeks diagram ( $R_{si}$  teen  $R_i$ ) val (Figuur 2.8). Geen stroom- of klots- gevormde riffelmerke is in die Rooihoogte Formasie gevind nie. Oor die algemeen kom riffelmerke redelik selde in die studiegebied voor en bogenoemde riffelmerke is slegs in een van die twee lokaliteite gevind.



Figuur 2.1 Rooihoogte Formasie : Aanvoerrichtings vanaf planere kruislake. Posisie van roosdiagramme dui lokaliteit, waar die profiele gemeet is, aan.

SKAAL 1 : 300 000  
 0 3 6 9 12 15 18 km

Figuur 2.2 Tipiese swak dagsoom van die Rooihogte Formasie in die studiegebied. Oostelike profiel op Figuur 2.1.



Dagsoom breedte ongeveer 70m

Legende vir die profiele van die Rooihooqte Formasie



horisontale lae/laminasies



versakkingstruktuur



planêre kruislae/laminasies



kronkelende gelaagtheid



haringgraatkruislae



verskuiwing



trogkruislae



stromatoliete



kanaalopvulling



bultjiekruislae



riffelmerke



plooie (sinsedimentêr)



dun lense ( < 5cm )



dolomiet



diabaas



konglomeraat



erosionele kontak



puinbedek / geen dagsoom nie



dik lense ( ≥ 5cm )



kleipilkonglômetaat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

kleist = kleisteen

slikst = sliksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

gr sdst = growwe sandsteen

kongl = konglomeraat

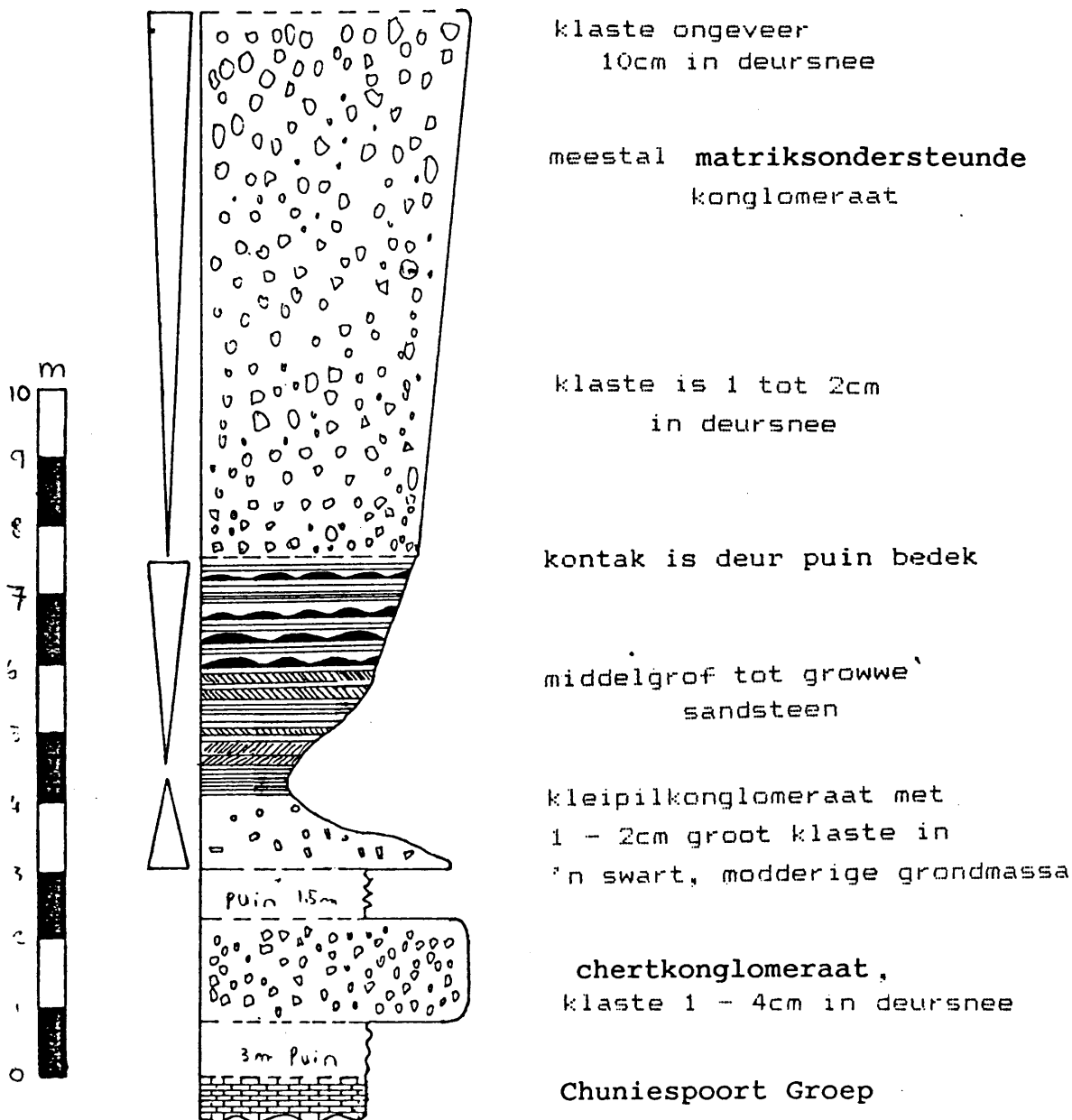


opwaarts fyner-wordend

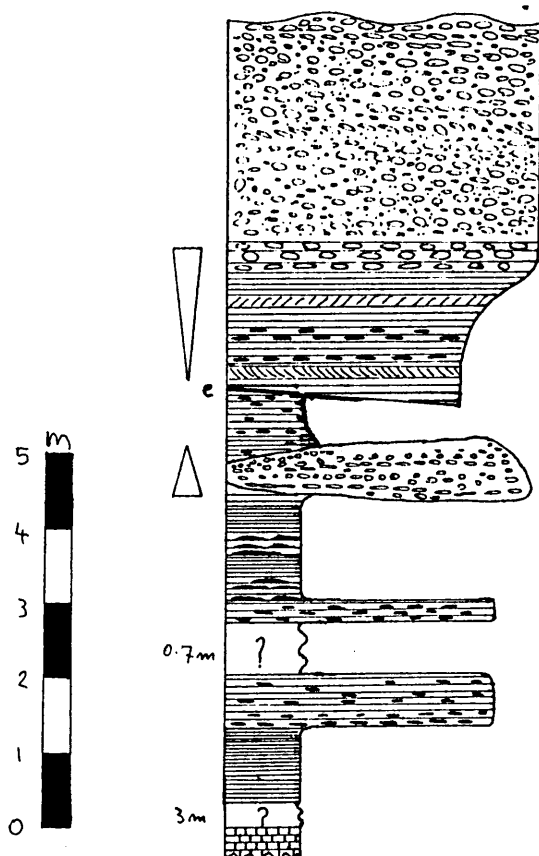


opwaarts growwer-wordend

Figuur 2.3 Profiel deur die Rooihogte Formasie.  
( westelike profiel : Figuur 2.1 )



Figuur 2.4 Profiel van die Rooihoogte Formasie  
( oostelike profiel : Figuur 2.1 )



matriks - korrel ondersteunde  
konglomeraat klaste ongeveer 5cm  
in deursnee, swak imbrikasie

growwe sandsteen met langwerpige  
klaste parallel aan laagvlak  
horisontaal-gelamineerde kleisteen

kleipilkonglomeraatlens in kleisteen  
fasies

horisontaal gelamineerde kleisteen

kleipilkonglomeraatlaag in kleisteen=  
fasies

kleipilkonglomeraatlaag in kleisteen=  
fasies

horisontaal-gelamineerde  
rooi kleisteen

Dolomiet, Chuniespoort Groep

kleist
slikst
fyn sdst
mgr sdst
gr sdst
kongl

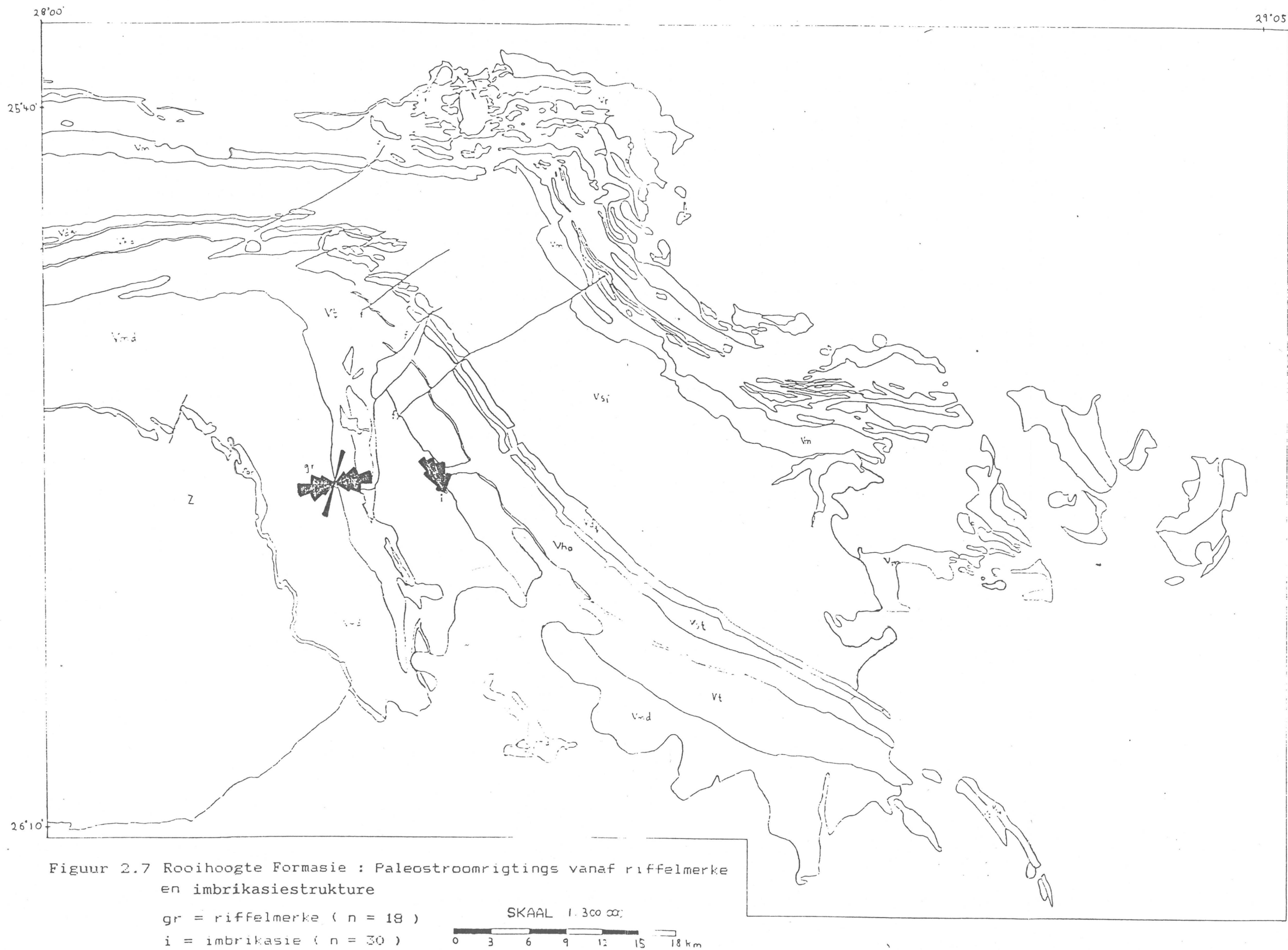




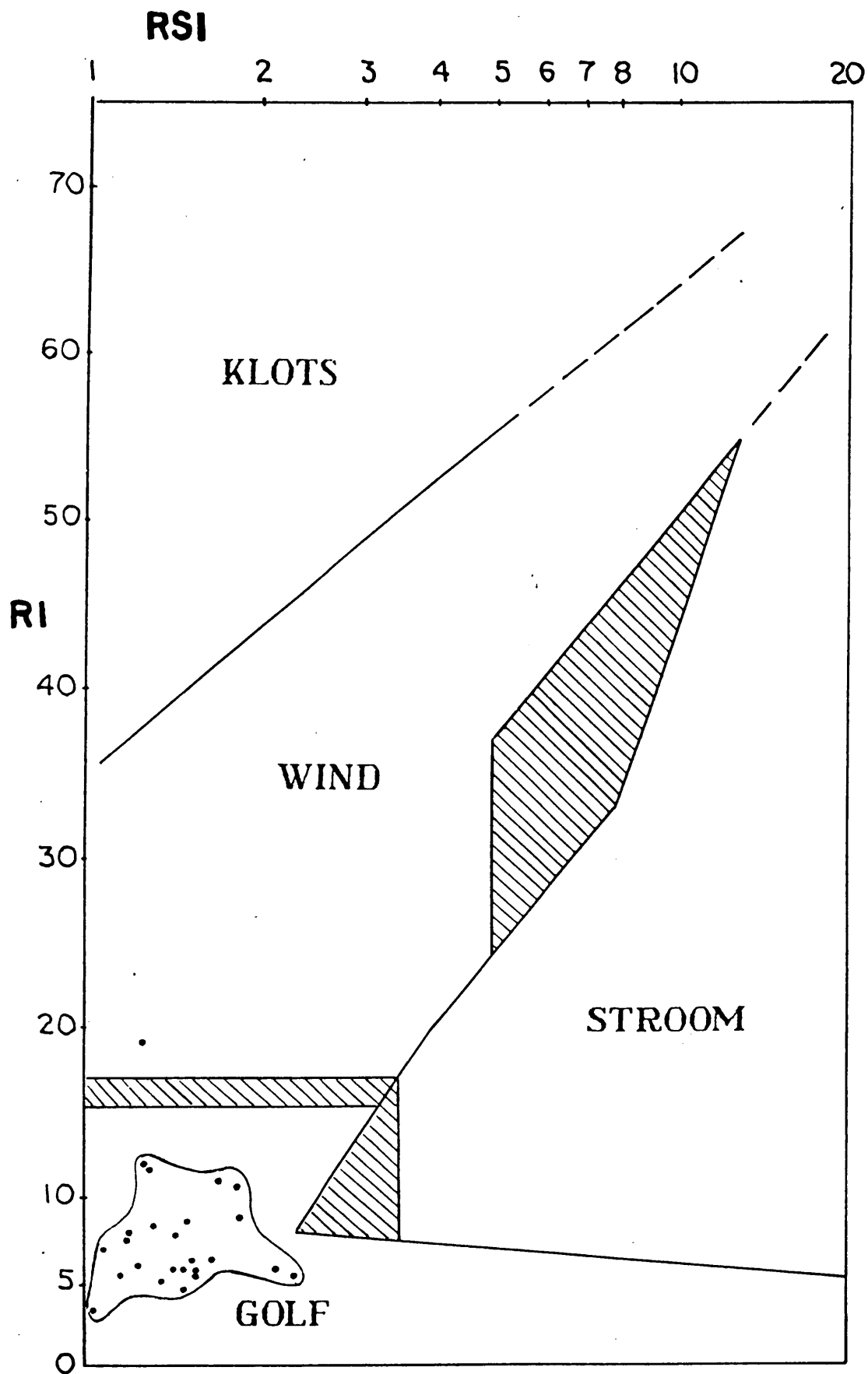
Figuur 2.5 Riffelmerke in sandsteen, kwartsitiese sandsteen fasies, Rooihoogte Formasie. Let op na die vertakking van enkele riffelkruine.

Figuur 2.6 Konglomeraat Fasies. Let op na die hoekige - halfafgeronde vorm van die matriks ondersteunde chertklaste









Figuur 2.8 Riffelindexe Ri teen Rsi vir die Rooihoogte Formasie,  $n = 25$ , velde aangepas volgens Tanner ( 1967 ).

## Hoofstuk 3

### Timeball Hill Formasie

#### Litostratigrafie

Die Timeball Hill Formasie lê konkordant op die Rooihoogte Formasie en bestaan hoofsaaklik uit tussengelaagde klei- en sliksiene sowel as ysterryke kwartsitiese sandstene (middelste Klapperkop Lid) (SAKS, 1980). Ondergeskik hieraan kom daar ook nog koolstofryke kleistene en diamiktiet voor. Die dikte van hierdie formasie varieer, en word in die Wes-Transvaal op 570 m, in die sentrale Transvaal op tot 660 m en in die Oos-Transvaal op 900 - 1000m geskat (SAKS, 1980). Die ysterryke kwartsitiese sandstene, wat in Oos - Transvaal ongeveer 100 m dik is, wig na die suide van dié gebied uit (Button, 1973) en in die Pretoria omgewing is dit sowat 10 m dik. Net so wig 'n sowat 500 m dik middelste sandsteen in Wes-Transvaal na die ooste uit (Engelbrecht, 1986).

#### Litofasies

Aangesien die dagsome van die Timeball Hill Formasie sowat 15km suidoos van Pretoria al hoe swakker en die helling al hoe vlakker word, is die profiele noodgedwonge in die omgewing van Pretoria geteken. Figuur 3.1 dui die lokaliteite van die individuele profiele aan wat gebruik is om 'n gesamentlike verteenwoordigende profiel (Figuur 3.2) te gee, terwyl Figuur 3.3 'n idee gee van hoe die formasie sowat 25km suidoos van Pretoria voorkom. Altesaam 4 litofasies is geïdentifiseer (Figuur 3.2), nl 'n koolstofryke kleisteenfasies, 'n tussengelaagde klei- en sliksienefasies, 'n ysterryke kwartsitiese sandsteenfasies en 'n diamiktietfasies.

#### Koolstofryke kleisteenfasies

Hierdie fasies, wat gekenmerk word deur horisontaal-gelamineerde, koolstofryke kleisteen asook lensvormige gelaagdheid, vorm die

onderste deel van die Timeball Hill Formasie in die Pretoriagebied. Vanweë die swak gehalte van die dagsoom kon goeie profiele nie opgemeet word nie, alhoewel die dikte op ongeveer 25m geskat is. Die laagdikte van die horisontale laminasies is slegs 'n paar millimeter in teenstelling met die redelik volop sliksteenlense. Hierdie meestal asimmetriese lense is ongeveer 12cm breed en het 'n dikte van ongeveer 1cm. Dikwels vorm hierdie lense aaneenlopende kettings, amper soos riffelmerke, waar dan in die trôe van hierdie aaneenlopende lense dikwels 'n tweede reeks lense voorkom. Van hierdie lense het ook planêre kruislaminasies as interne struktuur. Piriëet word dikwels in hierdie kleistene aangetref.

#### Tussengelaagde klei- en sliksteenfasies

Afwisselende klei- en sliksteenlagies asook enkele dun kwarsitiese sandsteenlense is karakteristiek van hierdie fasies (Figuur 3.2). Die klei- sowel as die sliksteen is meestal horisontaal-gelamineerd met 'n algemene laagdikte van 'n paar millimeter, maar dikwels is die individuele lae 1 - 2cm dik. Die kontak tussen hierdie lae is meestal graderend, d.w.s. daar bestaan 'n graderende kontak tussen die growwer sliksteen en fyner kleisteenlagies. Die kleur wissel meestal vanaf 'n okerbruin kleur vir die sliksteen tot 'n rooibruin kleur vir die kleistene alhoewel dit nie 'n betroubare eienskap is nie. Dikwels toon die sliksteenlagies kleinskaalse planêre kruislaminasies, waar die steldikte ongeveer 2 - 3cm is. Sones van kleisteen-sliksteen, gekenmerk deur die voorkoms van kronkelende gelaagdheid, kom lokaal voor, maar oorskry selde 'n paar meter in dikte.

Lensagtige gelaagdheid, sowel as riffelmerke is baie algemeen in die sliksteenlagies. Die breedte van hierdie lense varieer aansienlik en enigiets vanaf 1 tot 20cm word gevind. Dieselfde geld ook vir die riffelmerke, wat meestal 'n golflengte van tussen 2 en 8cm het en in enkele gevalle selfs 25cm. Die dikte van die lense is meestal in die orde van 'n paar millimeter (2-4mm), terwyl die hoogte van die riffelmerke ongeveer 5 - 10mm is.

Adhesieriffelmerke en modderkrake kom algemeen in die boonste gedeeltes van hierdie fasies voor. Figuur 3.4 toon 'n voorbeeld van hierdie modderkrake en Figuur 3.5 van die ritmiese voorkoms van die kleisteen en sliksteen in hierdie fasies. Geïsoleerde lense in hierdie fasies toon dikwels kleinskaalse planêre kruislaminasies as interne struktuur.

Lokale, sinsedimentêre plooië is ook teenwoordig, meestal slegs in die kleisteenzone. Die stratigrafies hoër gedeeltes van hierdie fasies word gekenmerk deur die teenwoordigheid van kwartsitiese sandsteenlense en -kanaalopvullings (Figuur 3.6 en 3.7). Die fyn- tot medium-grofkorrelrige, ysterryke kwartsitiese sandsteenlense wissel in dikte vanaf 5 - 200 cm maar is meestal tussen 15 en 30 cm dik. Die breedte van hierdie lense is ook veranderlik en mag enigiets tussen 1.5 en 20m wees. 'n Algemene verskynsel is die teenwoordigheid van riffelmerke op die boonste vlak van hierdie lense (Figuur 3.8). Interferensieriffels kom lokaal voor (Figure 3.2 en 3.9). Hierdie riffelmerke is meestal 5 - 8cm lank en het 'n kruinhoogte van ongeveer 1cm. Die kanaalopvullings is meestal baie breed en dun. Die breedte is meestal so tussen 20 en 40m terwyl die diepte meestal tussen 50 en 90cm is. Die meeste onderste kontakte van hierdie kanaalopvullings is ongelyk, skerp en erosief (Figuur 3.6). Van die skaarser, kleiner kanaalopvullings (breedte ongeveer 2 - 4m) sny oor mekaar, terwyl ander weer, net soos by die kwartsitiese sandsteenlense, riffelmerke op hulle boonste laagvlak het. Die kanaalopvulling bestaan gewoonlik uit fyn- tot middelgrowwe, horisontaal-gelaagde of, soms, massiewe, ysterryke sandsteen. In teenstelling hiermee bevat sommige ysterryke kwartsitiese sandsteenlense wel planêre kruisgelaagdheid met 'n steldikte van 12 - 40cm.

#### Ysterryke kwartsitiese sandsteenfasies

Hierdie fasies volg gewoonlik direk op 'n dik sone van die vorige fasies (Figure 3.2 en 3.10). Direk bo die skerp, erosiewe onderste kontak van hierdie fasies volg 'n dun konglomeraatlaag van ongeveer 50cm dikte. (Figure 3.2 en 3.11). Hierdie konglomeraat bestaan hoofsaaklik uit halfafgeronde, langwerpige,

matriks-ondersteunde chert klaste, wat ongeveer 1 - 3cm lank is. Hierdie opwaarts fynerwordende konglomeraat gradeer dan oor in 'n ysterryke kwartsitiese sandsteen, wat as die Klapperkop Lid bekend staan (SAKS, 1980). Hierdie ysterryke sandsteen is eintlik 'n arkosiese wak (63% kwarts, 34% veldspaat en 3% rotsfragmente, n=1) met meestal goed afgeronde korrels en goeie sortering. In 'n enkele voorbeeld is oöliete in 'n slypplaatjie gevind. Lokaal is daar ook 'n verweerde dagsoom van pisolitiese ystersteen waargeneem, waar die pisoliete ongeveer 5 - 10mm in deursnee is. Strukture wat in hierdie fasies gesien is, sluit onder andere riffelmerke, planêre kruisgelaagdheid en horisontale laminasies in. Die steldikte van die kruislae varieer tussen ongeveer 20 en 40cm en 'n enkele, swak gepreserveerde voorbeeld van bultjie-kruisgelaagdheid is gevind. Die riffels het meestal 'n reguit kruin tot effens kronkelende kruin en in enkele gevalle is vertakkings van kruine opgemerk. Die golflengte is ongeveer 6 - 9cm en die kruinhoogte is meestal kleiner as 1cm (ongeveer 5 - 7mm).

#### Diamiktietfasies

Hierdie fasies kom voor in die boonste gedeeltes van die Timeball Hill Formasie, naby die boonste kontak met die oorliggende Boshoeck Formasie. Dit bestaan hoofsaaklik uit goed afgeronde chertklaste in 'n kleisteenmatriks. Dikwels is die afgeronde klaste ook middeldeur gebreek en so in die matriks gesementeer. Die dun, langwerpige chert klaste se vorm word beïnvloed deur die goeie gelaagdheid van die chert. Die rolsteenvorm is dus nie 'n goeie aanduiding van die tipe afsettingsomgewing nie. Daar is wel 10 rolstene opgemeet, waarvan die vorm nie grootliks deur hulle oorspronklike gelaagdheid beïnvloed is nie, en die sferisiteit sowel as die koëffitient van afplattung is volgens Stratten (1973) se metode bereken en teenmekaar geteken (Figuur 3.12). Hiervolgens kan tussen fluviële en strandomgewings onderskei word (Stratten, 1973). Ten opsigte van die sferisiteit is die 0.65 lyn 'n skeidingslyn, en ten opsigte van die koëffisient van afplattung is die 0.45 lyn 'n skeidingslyn (Figuur 3.12). Vir 'n strandafsetting sal baie punte links van die 0.55 sferisiteitslyn

en vir 'n fluviale omgewing sal die meeste punte regs van die 0.75 sferisiteitslyn val. Die meeste punte sowel as dié van die gemiddelde vir die klaste uit die diamiktietfasies lê in die fluviale omgewing tov die sferisiteit en die koëffisient van afplatting. Aangesien die klaste op grond van hulle vorm uitgesoek is, is die betekenisvollheid hiervan nie so sterk nie. Van hierdie klaste toon ook skraapmerke, maar minder as 0.5 persent van die klaste toon skraap- en botsingsmerke of fasette. Die sortering is gewoonlik baie swak en dikwels word klein chert-splinters in die kleisteengrondmassa aangetref.

#### Fasiesverhoudinge

Vanweë die swak gehalte van die dagsome was dit moeilik om die onderlinge verhoudings van die litofasies te bepaal. Daar sal dus van eie observasie sowel as van ander bronne gebruik gemaak word. Die onderste, koolstofryke kleisteen fasies gradeer opwaarts oor in die ritmies tussengelaagde klei- en sliksteenfasies, m.a.w. die koolstofinhoud in die kleistene neem opwaarts af, terwyl daar 'n toename in sliksteen is. Die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies met lokale, ysterryke kwartsitiese sandsteenlae toon 'n skerp, erosiewe kontak met die hoërlygende ysterryke kwartsitiese sandsteenfasies (Figuur 3.10). Hierdie ysterryke kwartsitiese sandsteen fasies is ongeveer 10m dik in die studiegebied en wig na die ooste sowel as na die weste uit (Visser, 1969). Die diamiktietfasies kom meestal as dik lense in die studiegebied voor in 'n tweede ontwikkeling van die klei- en sliksteenfasies bo die middelste sanderige Klapperkop Lid (Visser, 1972).

#### Riffeleienskappe

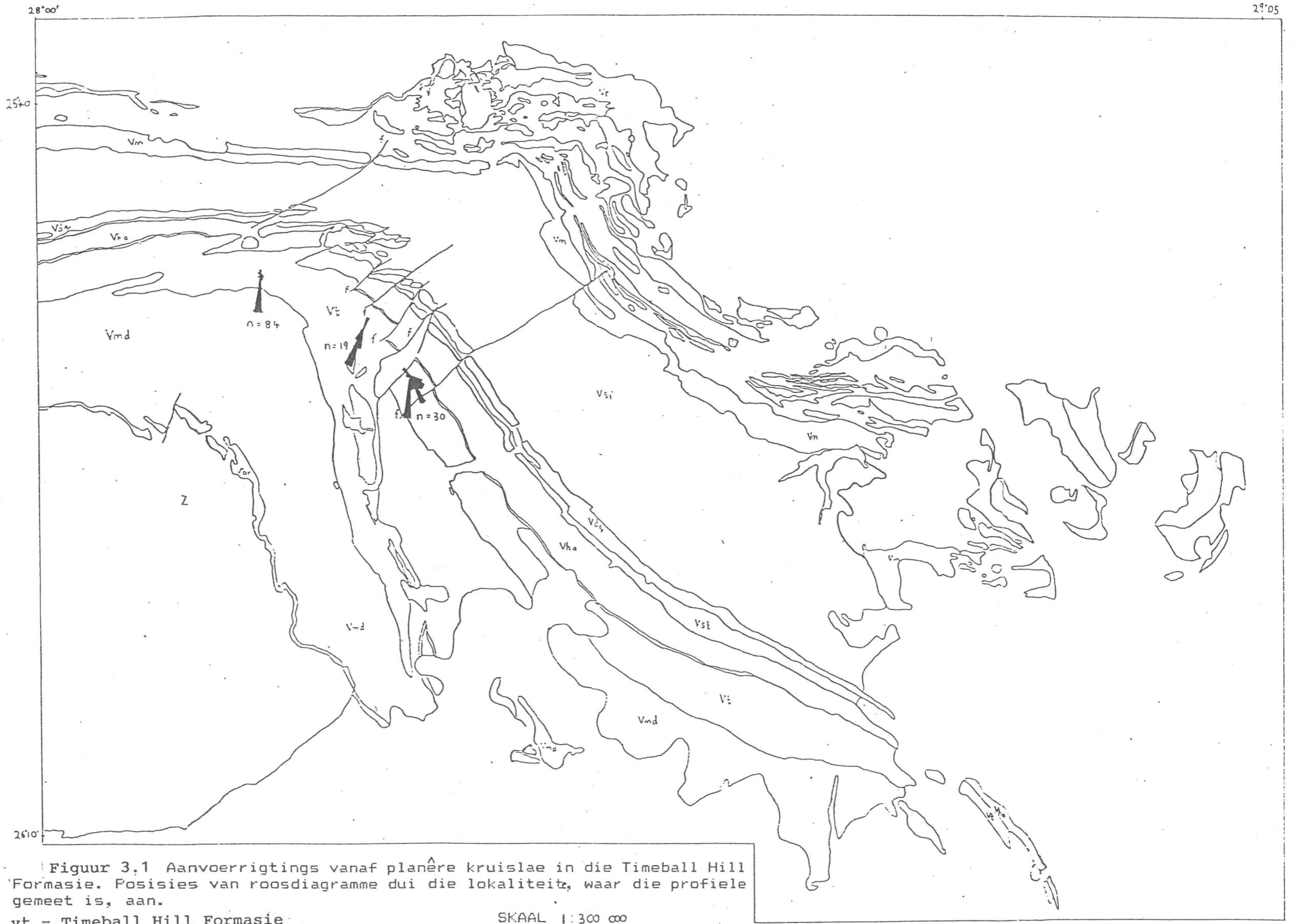
In die Pretoria-omgewing is die meeste rifelmerke of golf- of wind-gevormde riffels en slegs sowat 3 persent is stroomriffels (Figuur 3.13). Oor die algemeen is die golflengte van die windriffels groter as dié van die golfriffels in die studiegebied. Die golflengtes van golfriffels is ongeveer 7 - 9cm en dié van windriffels 7 - 30cm. Geen algemene verskil kan tov die kruinhoogte tussen golf- en windriffels gesien word nie.

Die kruinhoogte varieer in albei gevalle tussen 5 en 13mm. Die kruine van hierdie riffels is oor die algemeen reguit en soms ietwat kronkelend. Vertakkings van kruine is slegs in enkele gevalle waargeneem.

#### Paleostroomrigtings

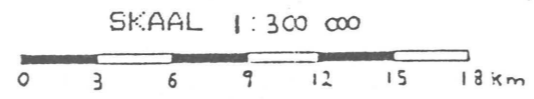
Die algemene, dominante aanvoerrigting van die Timeball Hill Formasie was vanaf noord na suid (Figuur 3.1). Die enigste uitsondering is die mees oostelike profiel waar 'n meer waaivormige patroon die roosdiagram kenmerk. Ondergeskikte bimodale tendense kom voor. Altesaam 133 paleostroomrigtings is vanaf planêre kruislae gemeet (Figuur 3.1). Roosdiagramme van verskeie ander sedimentêre strukture, soos kanaalopvullings en riffelmerke word in Figuur 3.14 weergegee.

Die strekking van kanaalopvullings is oor die algemeen baie konstant en met 'n enkele uitsondering feitlik parallel aan die huidige strekking van die formasie. Die uitsondering is die mees oostelike roosdiagram, waar die dominante strekking amper loodreg op die huidige strekking van die formasie is (Figuur 3.14). Ook die strekking van die golfriffels is feitlik parallel aan die huidige strekking van die formasie en varieer dus vanaf 'n oos-wes strekking in die weste na 'n meer noordwes-suidoos strekking in die ooste. In teenstelling hiermee is daar geen algemene tendense in orientasie van die windriffels nie, wat in die weste oos-wes georiënteer en in die sentrale gedeeltes wyd versprei is, en vanaf noordwes-suidoos tot noordoos-suidwes varieer. Opsommend kan dus gesê word, dat die aanvoerrigtings uit twee komponente bestaan, nl noord-suid en oos-wes (Figure 3.1 en 3.14).























Figuur 3.1 Aanvoerrichtings vanaf planêre kruislake in die Timeball Hill Formasie. Posisies van roosdiagramme dui die lokaliteite, waar die profiele gemeet is, aan.

vt = Timeball Hill Formasie





Legende vir die saamgestelde profiel van die Timeball Hill Formasie

	horisontale lae/laminasies		versakkingstruktuur
	planêre kruislae/laminasies		kronkelende gelaagdheid
	haringgraatkruislae		verskuiwing
	trogkruislae		stromatoliete
	kanaalôpvulling		bultjiekruislae
	riffelmerke		plooie (sinsedimentêr)
	dun lense ( < 5cm )		dolomiet
	diabaas		konglomeraat
	erosionele kontak		puinbedek / geen dagsoom nie
	dik lense ( ≥ 5cm )		kleipilkonglômeraat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

kks koolstofryke kleisteenfasies  
tksl tussengelaagde klei- en sliksteenfasies  
yssl ysterryke sliksteenfasies  
d diamiktietfasies

kleist = kleisteen

slikst = sliksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

gr sdst = growwe sandsteen

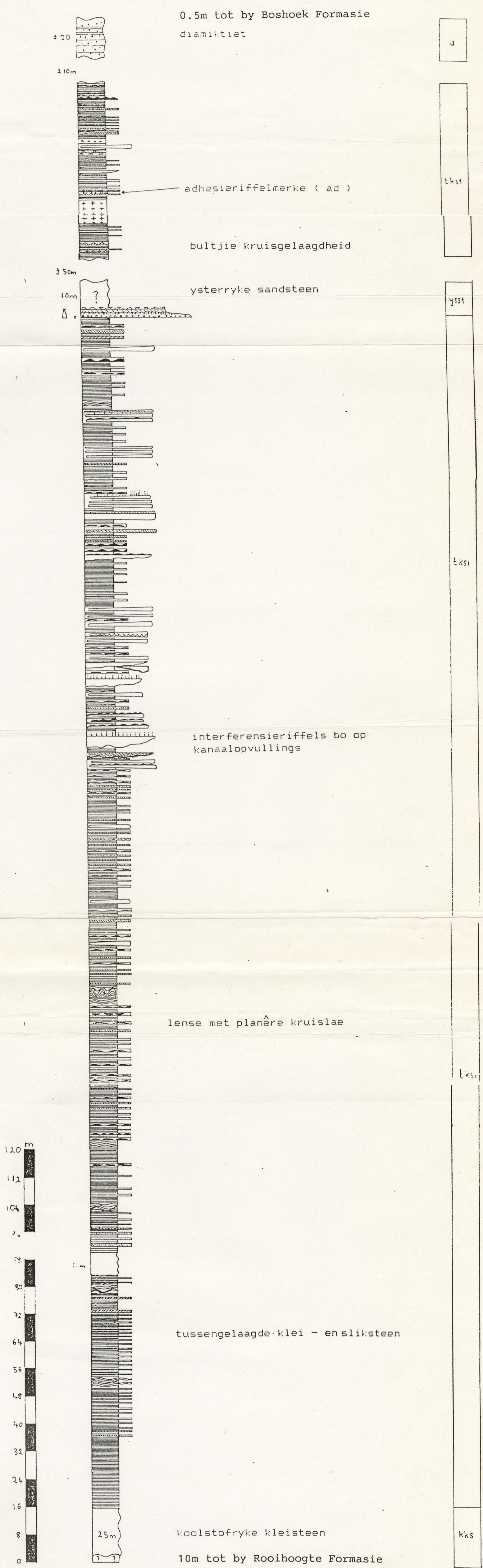
kongl = konglomeraat

△ opwaarts fyner-wordend

▽ opwaarts growwer-wordend



Figuur 3.2 Saamgestelde profiel van die Timeball Hill Formasie



kleist  
slikst  
fyn sdst  
mgr sdst  
gr sdst  
kongl



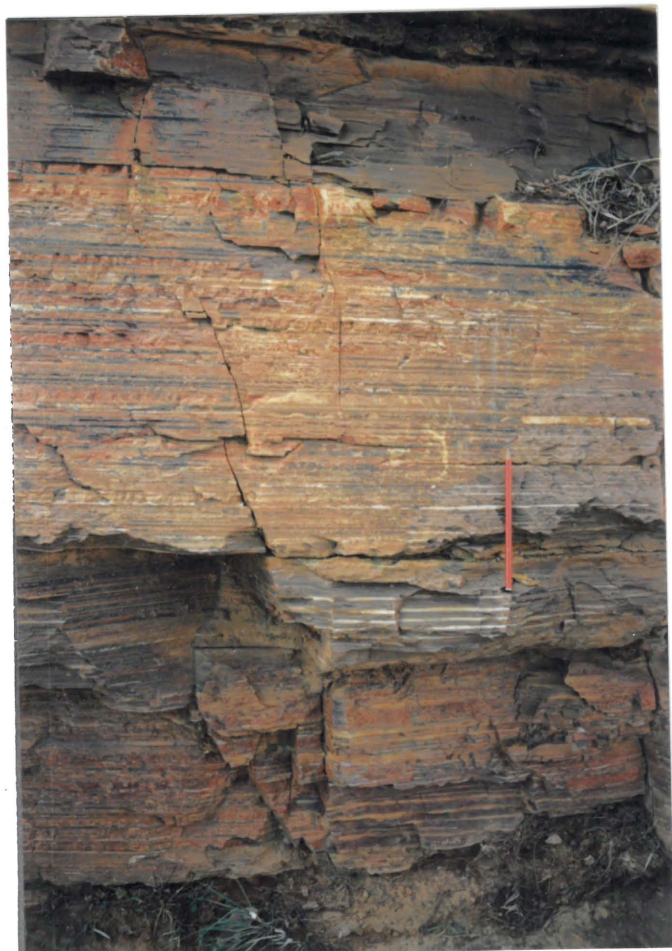


Figuur 3.3 Tipiese voorkoms van die Timeball Hill Formasie ( randjie op horison en vlakke ), sowat 25km suidoois van Pretoria.



**Figuur 3.4** Modderkrake in  
tussengelaagde klei-  
en sliksteenfasies

**Figuur 3.5** Ritmies-  
tussengelaagde klei- en  
sliksteen, tussengelaagde  
klei- en sliksteenfasies







Figuur 3.6 Kwartsitiese sandsteenlense **bo en** 'n kanaalopvulling **onder**. Let op na die erosiewe kontak van die kanaalopvulling, wat deur die slikssteenlae sny. Lengte van maatstok is 2m; tussengelaagde klei- en slikssteenfasies.



Figuur 3.7 Tussengelaagde slikssteen en sandsteenlense met planere kruislae in die slikssteen; tussengelaagde **klei- en slikssteenfasies**.





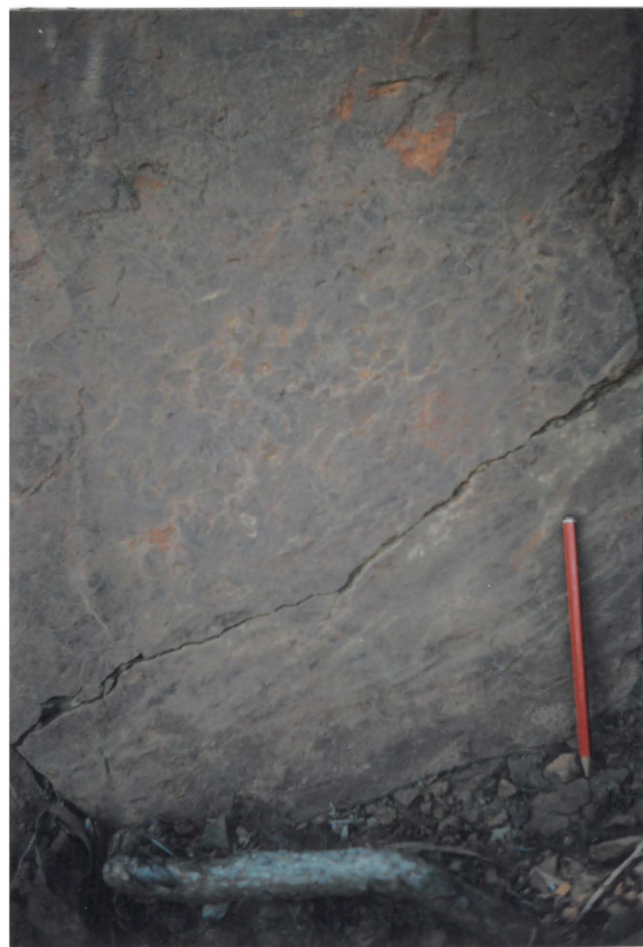
Figuur 3.8 Golfriffelmerke op 'n sandsteenlens in die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies



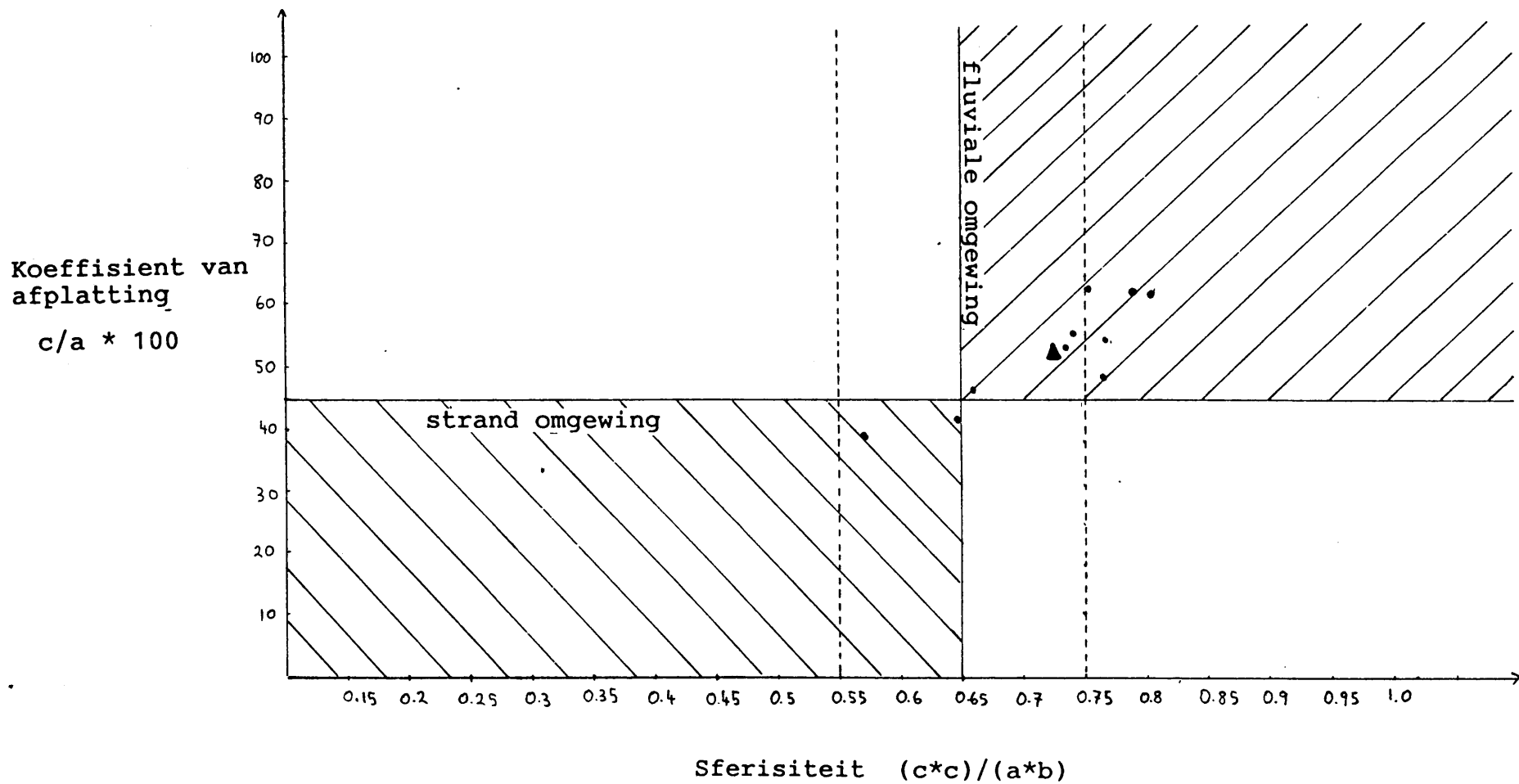
Figuur 3.9 Interferensieriffelmerke in die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies.



Figuur 3.10 Kontak tussen kwartsitiese sandsteenfasies ( links in beeld ) en die tussengelaagde klei- en slijksteenfasies. Lengte van maatstaf 2m.



Figuur 3.11 Konglomeraat laag aan die basis van die kwartsitiese sandsteenfasies.



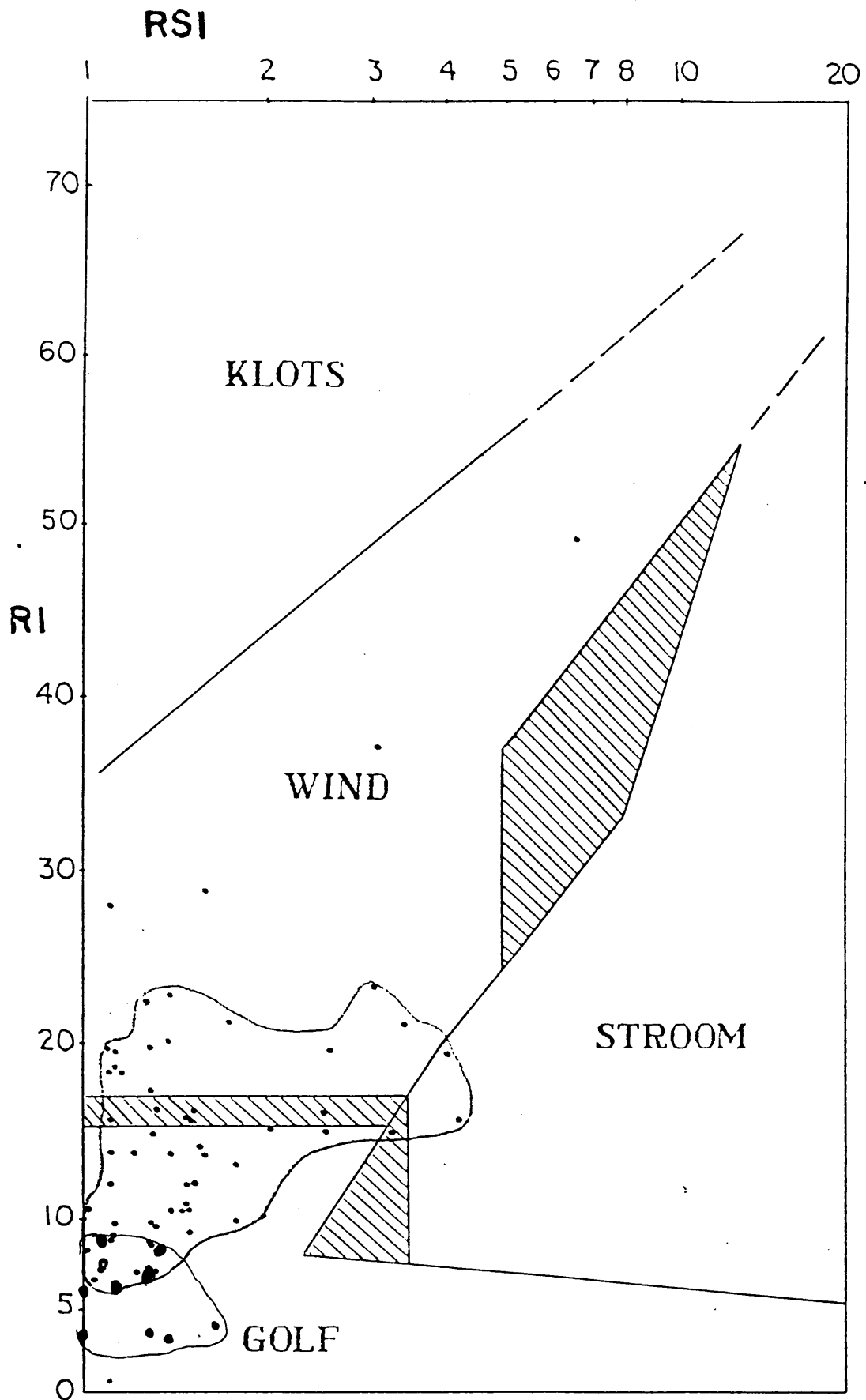
Figuur 3.12 Verband tussen sferisiteit en koeffisient van afplatting van klaste in die diamiktietfasies ( n= 10 )

( velde volgens Stratten, 1973 )

a = lang as, b = intermediêre as, c = kort as

▲ = gemiddelde





Figuur 3.13 Riffelindexe Ri teen Rsi vir die Timeball Hill Formasie, aangepas volgens Tanner ( 1967 ) (n=58)



## Hoofstuk 4

### Boshoek Formasie

Lokale voorkomste van die Boshoek Formasie oorlê die boonste kleistene van die Timeball Hill Formasie in die Pretoria-area. Hulle bestaan hoofsaaklik uit onvolwasse sandstene, lokale konglomeraatlense, diamiktiet en kleistene met warf-laminasies (Visser, 1969; Eriksson, 1986). Die dikte van die formasie varieer aansienlik oor die kom en mag enigiets van 0 tot 90m wees (SAKS, 1980).

Die dikte van hierdie lense varieer, maar is meestal ongeveer 2m in die studiegebied. Vanweë die plat topografie, swak dagsome en volop landboubedryghede, kon slegs een profiel verkry word. Figuur 4.1 toon 'n tipiese voorbeeld van so 'n dagsoom en Figuur 4.2 dui die posisie van die profiel aan.

#### Litofasies

'n Enkele litofasies, nl. 'n sandsteenfasies, kon vanaf die profiel in Figuur 4.3 bepaal word. Hierdie fasies word gekenmerk deur die voorkoms van eweveel planêre kruislae en horisontale laminasies.

#### Sandsteenfasies

Hierdie fasies bestaan uit kwartsitiese sandsteen wat dikwels lokaal verryk is aan yster. Hierdie ysteroksiede vorm dikwels 'n dun lagie rondom die individuele korrels, maar kom meestal in die kleiryke matriks voor. As gevolg van hierdie ysteroksied, is die sandstene dikwels bruinswart van kleur. Petrologies is hierdie sandstene eintlik litiese grouwakke (gemiddeld 46% kwarts, 17% veldspaat en 37% rotsfragmente,  $n = 2$ ), met die litiese komponent hoofsaaklik van chert-korrels. Die individuele korrels is meestal hoekig tot half afgerond en die sortering is meestal swak. Die korrelgrootte wissel aansienlik, vanaf 'n fynkorrelrige sandsteen, waar die enkele korrels baie kleiner as 1mm is, tot

'n growwe sandsteen met korrels van ongeveer 3 of 4 mm in diameter. Laasgenoemde grofkorrelrige sandsteen vorm die boonste deel van 'n opwaarts grofwordende opeenvolging (Figuur 4.3). Die laagdikte van die horisontale laminasies is ongeveer 7 tot 8 mm, terwyl die steldikte van die planêre kruisgelaagdheid ongeveer 6 tot 8 cm is. Slegs in enkele gevalle is die steldikte kleiner as 5cm en varieër dan tussen 2 en 5 cm.

Daar is geen verandering in laag- of steldikte met variasie in stratigrafiese hoogte in hierdie profiel gesien nie. Verder is daar ook geen groepering ten opsigte van sekere strukture nie, dws die voorkoms van bv. die planêre kruislae is nie beperk tot die onderste of boonste helfte van die profiel nie (Figuur 4.3).

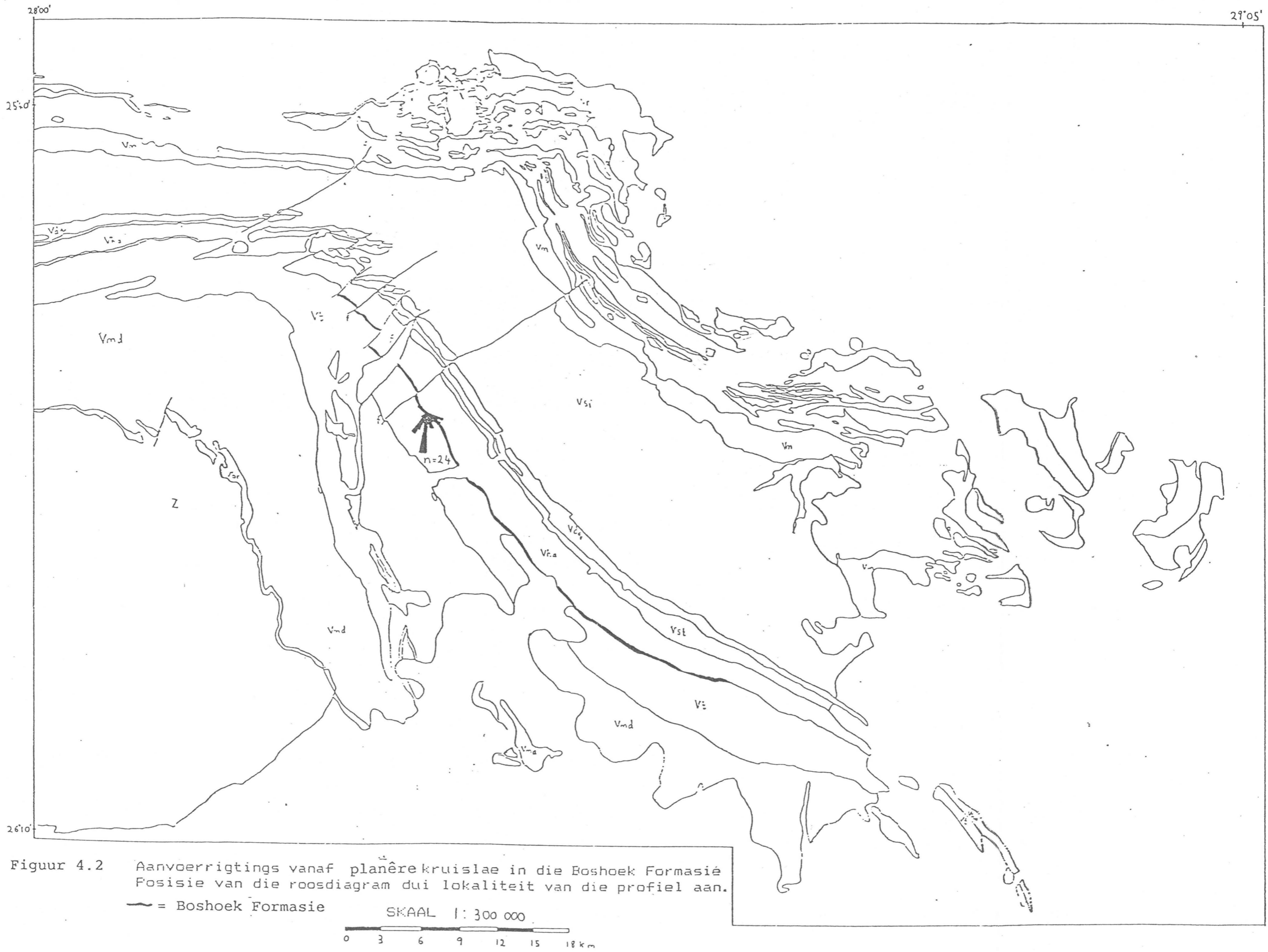
Mediumskaalse trogkruislae kom algemeen in die studiegebied voor, alhoewel hulle slegs op los blokke waargeneem is. Hulle breedte is ongeveer 50cm en die trogdieptes sowat 12cm. Geen kontak tussen die Boshoeck en die onderliggende Timeball Hill Formasie is in die studiegebied gevind nie, aangesien dit deur grond bedek was. So ook is daar geen kontak met die boliggende Hekpoort Formasie gevind nie. Ander outeurs, bv. Button (1973), beskryf die onderste kontak as lokaal sterk erosief en die boonste een as skerp.

#### Paleostroomrigtings

Die dominante aanvoerrigting van die Boshoeck Formasie was vanaf noord na suid (Figuur 4.2). Ondergeskikte aanvoerrigtings veroorsaak 'n waaivormige roosdiagram met 'n baie klein, lokale komponent vanuit die suidooste.



Figuur 4.1 Tipiese, swak dagsoom van die Boshoeck Formasie op die plaas Rietfontein 375 JR (Figuur 1.2). Lengte van die maatstok, gestut teen die boom links, is 2m.



Figuur 4.2 Aanvoerrigtings vanaf planêre kruislae in die Boshhoek Formasië  
 Posisie van die roosdiagram dui lokaliteit van die profiel aan.  
 — = Boshhoek Formasie

Legende vir die profiel van die Boshhoek Formasie

	horisontale lae/laminasies		versakkingstruktuur
	planêre kruislae/laminasies		kronkelende gelaagdheid
	haringgraatkruislae		verskuiwing
	trogkruislae		stromatoliete
	kanaalopvulling		bultjiekruislae
	riffelmerke		plooie (sinsedimentêr)
	dun lense ( < 5cm )		dolomiet
	diabaas		konglomeraat
	erosionele kontak		puinbedek / geen dagsoom nie
	dik lense ( ≥ 5cm )		kleipilkonglómetaat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

ss2 sandsteenfasies

kleist = kleisteen

slikst = sliksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

gr sdst = growwe sandsteen

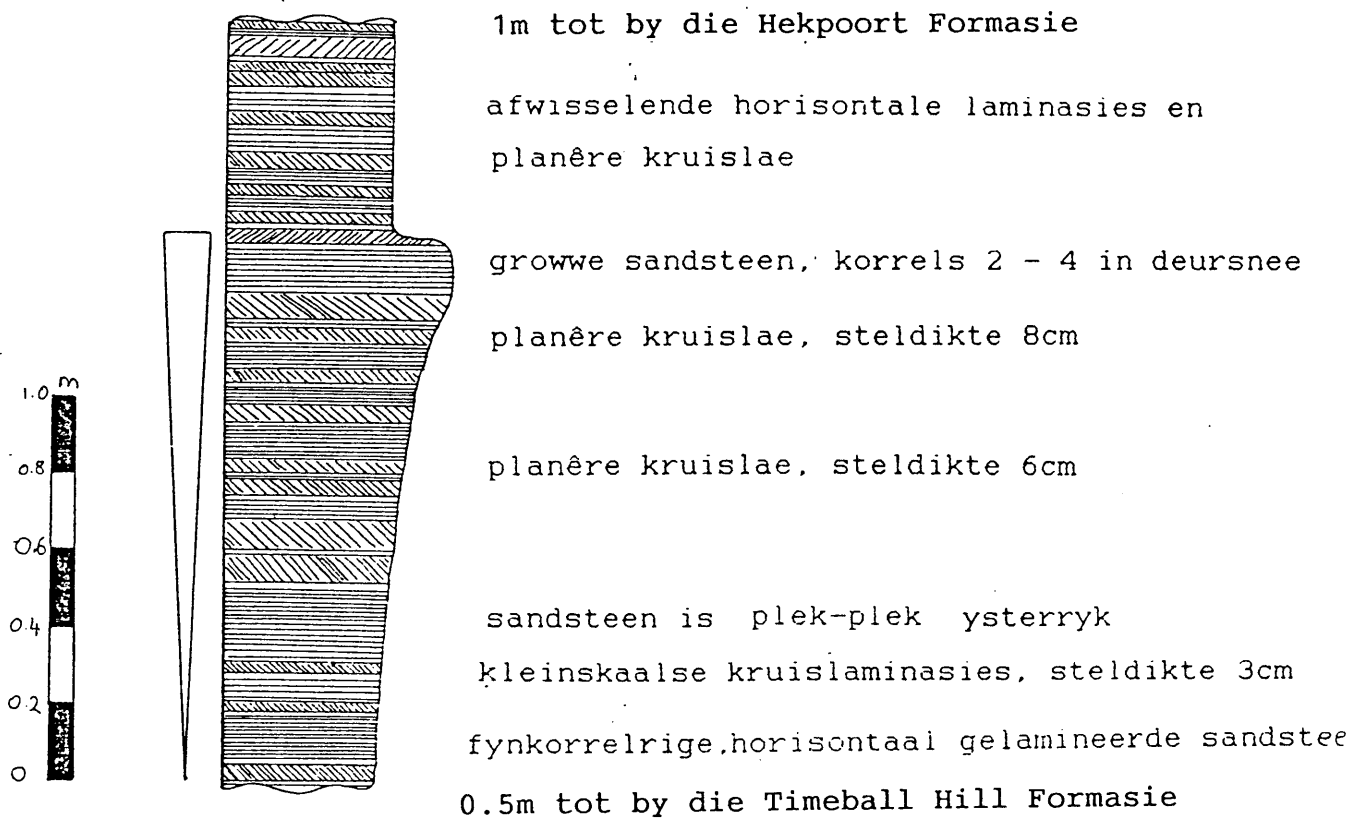
kongl = konglomeraat

△ opwaarts fyner-wordend

▽ opwaarts growwer-wordend



Figuur 4.3 Profiel deur die Boshhoek Formasie, sowat 12km suidoos van Pretoria. Sien Figuur 4.2 vir die ligging.



kleist
slikst
fyn sdst
mgf sdst
gr sdst
kongl

## Hoofstuk 5

### Hekpoort Formasie

Hierdie eenheid bestaan hoofsaaklik uit andesitiese lawa met enkele lense van piroklastiese gesteentes (Visser, 1969; Button, 1973). Hierdie andesitiese lawa is streng gesproke basaltiese andesiete (Button, 1973; Engelbrecht, 1986). Ondergeskikte lensvormige sandsteen-, klei-, grintsteen- en konglomeraatlae kom voor (Visser, 1969). In die omgewing van Hartebeeshoek, wes van Pretoria, word 'n ongeveer 3.5km lang en sowat 50m dik lens van herwerkte piroklastiese materiaal aangetref, wat as 'n laharafsetting geïnterpreteer is (Eriksson en Twist, 1986). 'n Ouderdomsbepaling van die Hekpoort Formasie, deur middel van die Rb - Sr-isochronmetode, gee 'n ouderdom van  $2224 \pm 21$  Ma. (Burger en Coertze, 1973).

In die studiegebied wissel die dikte van die Hekpoort Formasie tussen 340 en 550m en verdun na die weste; in die Wes-Transvaal is dit ongeveer 500 - 600m dik (Engelbrecht, 1986). In die Oos-Transvaal varieer die dikte aansienlik, en die Formasie verdik vanaf minder as 50m in die noorde tot 500m in die suide (SAKS, 1980). Die lawa wig hier (Oos Transvaal) na die noorde uit en 'n 80km lang lens van piroklastiese gesteentes asook ondergeskikte kleisteenlense kom voor (Button, 1973).

#### Litologie

Die basis van hierdie formasie word gekenmerk deur die voorkoms van lokale, dun lense van kwartsitiese sandstene. Volgens boorgatgegevens op die plaas Klipkop 396JR (Figuur 1.2, Hoofstuk 1), ten ooste van Pretoria, is die opeenvolging van lae, volgens Visser (1969), soos volg : kleisteen met dun sandsteenlense (onder), kruisgelaagde grintsteen, grintagtige sandsteen (bo) wat gevolg word deur andesitiese lawa. Hierdie pakket van sedimentêre gesteentes is lensagtig en kom lokaal aan die basis van die andesitiese lawas voor. Die sandsteen wissel

van areniete tot wakke (Visser, 1969). Die grootste gedeelte van die formasie bestaan egter uit fynkorrelrige andesitiese lawa. Die andesiet is plek-plek amandelhoudend, soos bv in Faerie Glenn, Pretoria, waar die amandels dikwels uit chalsedoon, kalsiet en kwarts bestaan. Die grootte van die amandels neem dikwels opwaarts toe en mag in enkele gevalle selfs tot 30cm in deursnee behaal (Visser 1969). Die gemiddelde grootte is tussen 1 en 1.5cm. Lokale agglomeratiese tuflae, sowel as tufagtige kleisteenlae, word dikwels gekenmerk deur groot andesiet-klaste (tot 30cm in deursnee) in 'n fynkorrelrige grondmassa. In ander gevalle word klaste omring deur ovaalvormige eersteling van geserpentiseerde pirokseen in 'n fynkorrerige grondmassa met amandels (Visser, 1969). Die tuflae word gekenmerk deur die voorkoms van onreëlmatige stukkies vulkaniese glas, hoekige kwarts- en afgeronde chertkorrels in 'n donker kleiryke matriks. Die tufagtige kleistene is meestal gesilifiseer en lyk feitlik soos chert in 'n handmonster (Visser, 1969). 'n Wyd verspreide paleobodem kenmerk die boonste oppervlakte van die Hekpoort Formasie (Button, 1973).

## Hoofstuk 6

### Strubenkop Formasie

#### Litostratigrafie

Die Strubenkop Formasie word gekenmerk deur ritmies afwisselende klei- en sliksteenlae met lokale kwartsitiese sandsteenlae. Ondergeskikte tuflae kom wes van Pretoria voor en dui op 'n graderende oorgang van die Hekpoortvulkanisme tot afsetting van die Strubenkop Formasie (Eriksson en Clendenin, in druk). Die suidweswaarts-uitwiggende Dwaalheuwel Formasie oorlê die Hekpoort Formasie in die Oos-Transvaal, terwyl die Droogedal Formasie die Hekpoort Formasie in die Wes-Transvaal oorlê en suidooswaarts uitwig (Tabel 1.1, Hoofstuk 1). Nie een van dié twee formasies word in die studiegebied aangetref nie en die Strubenkop Formasie oorlê die Hekpoort Formasie in dié area direk. Die dikte van die Strubenkop Formasie blyk ooswaarts af te neem. Dit bereik in Wes-Transvaal 'n maksimum dikte van 130m, in die Pretoriagebied 105 - 120m en in die Oos-Transvaal slegs 20 - 80m (SAKS, 1980).

#### Litofasies

Drie profiele (Figuur 6.1) is ogemeet naamlik op Strubenkop, Faerie Glenn koppie en in George Eybers Laan - al drie in Pretoria. Die litofasies wat gedefinieer is, is die volgende : 'n ysterryke horisontaal-gelamineerde sliksteenfasies, 'n meestal ysterryke kwartsitiese sandsteenfasies asook 'n tussengelaagde klei - en sliksteenfasies (Figure 6.2, 6.3 en 6.4).

#### Ysterryke sliksteenfasies

Hierdie fasies word gekenmerk deur dominant horisontaal-gelamineerde, ysterryke sliksteen met ondergeskikte voorkomste van kanaalopvullings, riffelmerke, lensagtige gelaagdheid, kwarsitiese sandsteenlense en dun lagies van kleipilkonglomeraat (Figure 6.2, 6.3 en 6.4). Die ysterryke sliksteen verteenwoordig eintlik arkosiese wak-samestellings (45% kwarts, 32% veldspaat en 23% rotsfragmente,  $n = 2$ ), waarvan die korrels hoekig en die

sortering meestal swak is. Die kanaalopvullings is tussen 2 en 10m breed en die diepte wissel tussen 0.2 en 1m. Die onderste kontakte is almal skerp en erosief. Hulle is almal deur fynkorrelrige, ysterryke, glimmerryke sandsteen gekenmerk en strukture soos planêre kruislae (steldikte 0.5 - 1m) en horisontale laminasies (Figuur 6.3) kom voor. Ook hierdie glimmerryke sandsteen het 'n arkosiese wak-samestelling. Geen verskil in terme van afronding en sortering, ten opsigte van die omgewingsgesteente, is waargeneem nie, alhoewel daar meer amfiboolfragmente teenwoordig was. Riffelmerke kom algemeen voor (Figuur 6.5), dikwels op die boonste laagvlak van kwartsitiese sandsteenlense (Figuur 6.4), asook bo-op kanaalopvullings (Figuur 6.3) en op die sliksteenlae (Figure 6.3 en 6.6). Die golflengte wissel van ongeveer 3 tot 13cm en die kruinhoogte is ongeveer 10mm. Die kruine mag reguit of kronkelend wees en vertakkings kom ook voor (Figuur 6.6).

Sliksteenlense, van ongeveer 4 - 25cm breedte en met 'n maksimum dikte van 3cm, vorm dikwels lang kettings, alhoewel die lense nie met mekaar verbind is nie. Hierdie lense is feitlik simmetries, alhoewel enkele asimmetriese lense ook voorkom. Talle kwartsitiese sandsteenlense, van ongeveer 4 - 20cm dikte en 'n paar meter in breedte, word aangetref. Die lense bestaan uit òf 'n grys-swart fynkorrigerige kwartsitiese sandsteen (Figuur 6.3) of in ander gevalle, uit 'n wit kwartsitiese sandsteen wat dikwels limonietkristalle (met 'n sylengte van ongeveer 3mm), pseudomorf na piriet, bevat. Kleipilkonglomeraatlae is slegs in een profiel (Figuur 6.2), waargeneem. Die klaste is meestal kleiner as 1cm in deursnee, alhoewel enkeles tot 2cm groot is en die lae is soms opwaarts fyner- of growwer wordend. Die dikte van hierdie lagies is meestal kleiner as 10cm.

#### Ysterryke kwartsitiese sandsteenfasies

Dieselfde tipe sedimentêre strukture soos in die pas beskree litofasies kom ook in hierdie fasies voor. Kanaalopvullings van 9m breedte en 1m dikte (Figure 6.7 en 6.8) is algemeen en is meestal gekenmerk deur planêre kruisgelaagde, ysterryke,

grofkorrelrige sandsteen (Figuur 6.4). Die steldikte van hierdie kruislae is ongeveer 20cm. Riffelmerke is ook algemeen en geen verskil ten opsigte van golflengte en kruinhoogte is opgemerk met betrekking tot die riffels van die ysterryke slijksteen fasies nie. Planêre kruisgelaagdheid, met steldiktes van 4 - 30cm, is ook in een van die profiele, (Figuur 6.2) gevind. Net soos in die vorige fasies is dun lae van kleipilkonglomeraat met moddersteen klaste van 0.5 - 1cm op die bodem van kanaalopvullings waargeneem (Figuur 6.2). In een profiel (Figuur 6.3) is horisontaal-gelamineerde, skoon, wit, fynkorrelrige kwartsitiese sandsteen in die boonste gedeeltes van die formasie gevind wat 'n graderende oorgang met die oorliggende Daspoort Formasie verteenwoordig. Limonietkristalle, pseudomorf na piriet, asook riffelmerke kom in hierdié sandsteenlense voor.

#### Tussengelaagde klei- en slijksteenfasies

Hierdie fasies word gekenmerk deur die afwisselende voorkoms van klei- en slijksteenlae. Strukture wat in hierdie fasies voorkom is : lensagtige gelaagdheid (Figuur 6.9), kwartsitiese sandsteenlense, planêre kruisstratifikasie, riffelmerke, kanaalopvullings en kronkelende gelaagdheid (Figure 6.2, 6.3 en 6.4).

Die sandsteenlense wat hier aangetref word is meestal simmetries, en wissel in breedte van 5 - 20cm en in dikte van 0.5 tot 1cm. Net soos in die vorige fasies is limonietkristalle (pseudomorf na piriet) en riffelmerke (Figuur 6.10) in die kwartsitiese sandsteenlense gevind. Hierdié lense bestaan eintlik uit arkoses (50% kwarts, 26% veldspaat en 24% rotsfragmente, n=1) waarvan die sortering sowel as die afronding oor die algemeen swak is. Die limonietpseudomorfe toon dikwels 'n kubiese kristalvorm. Die meeste riffelmerke is ongeveer simmetries in profiel. Die steldikte van die planêre kruislae/laminasies wissel van 2 - 15cm en in enkele gevalle kom hulle as klein riffelkruislaminasies voor. Enkele voorbeelde van kanaalopvullings met 'n erosionele, skerp onderste kontak is waargeneem. Hulle is sowat 10cm dik, ongeveer 2m breed en deur middelgrofkorrelrige wit kwartsitiese

sandsteen, met bykomstige pseudomorfe limonietkristalle, opgevul. Die laagdikte van die afwisselende klei- en sliksteenlagies is slegs 'n paar millimeter. Lokaal is daar ook nog golwende gelaagdheid teenwoordig (Figuur 6.3) met 'n dikte van kleiner as 1m.

#### Fasiesverhoudings

In die algemeen is die tussengelaagde klei - en sliksteenfasies dominant, met mindere voorkomstes van die ysterryke sliksteen en sandsteenfasies (Figure 6.2, 6.3 en 6.4). Laasgenoemde twee fasies kom op verskillende stratigrafiese hoogtes voor, alhoewel die boonste dele van die formasie neig om deur die growwer fasies gekenmerk te word (Figure 6.2 en 6.3). In een profiel is 'n opwaarts-grofwordende, graderende oorgang tot die oorliggende, sanderige Daspoort Formasie opgemerk (Figuur 6.3). Enkele, kleiner opwaarts-fynwordende of opwaarts grof- wordende tendense is waargeneem. Kontakte tussen die verskeie litofasies is in die algemeen graderend (Figuur 6.11).

#### Riffeleienskappe

Die riffelmerke val op een uitsondering na, in die wind- asook die golf-veld van Tanner (1967) (Figuur 6.5), met die uitsondering in die klots-veld. Ongeveer 33 persent van die riffelmerke verteenwoordig windriffels. Geen verskil is tussen die riffelmerke van die verskillende fasies ten opsigte van kruinhoogte en golflengte opgemerk nie.

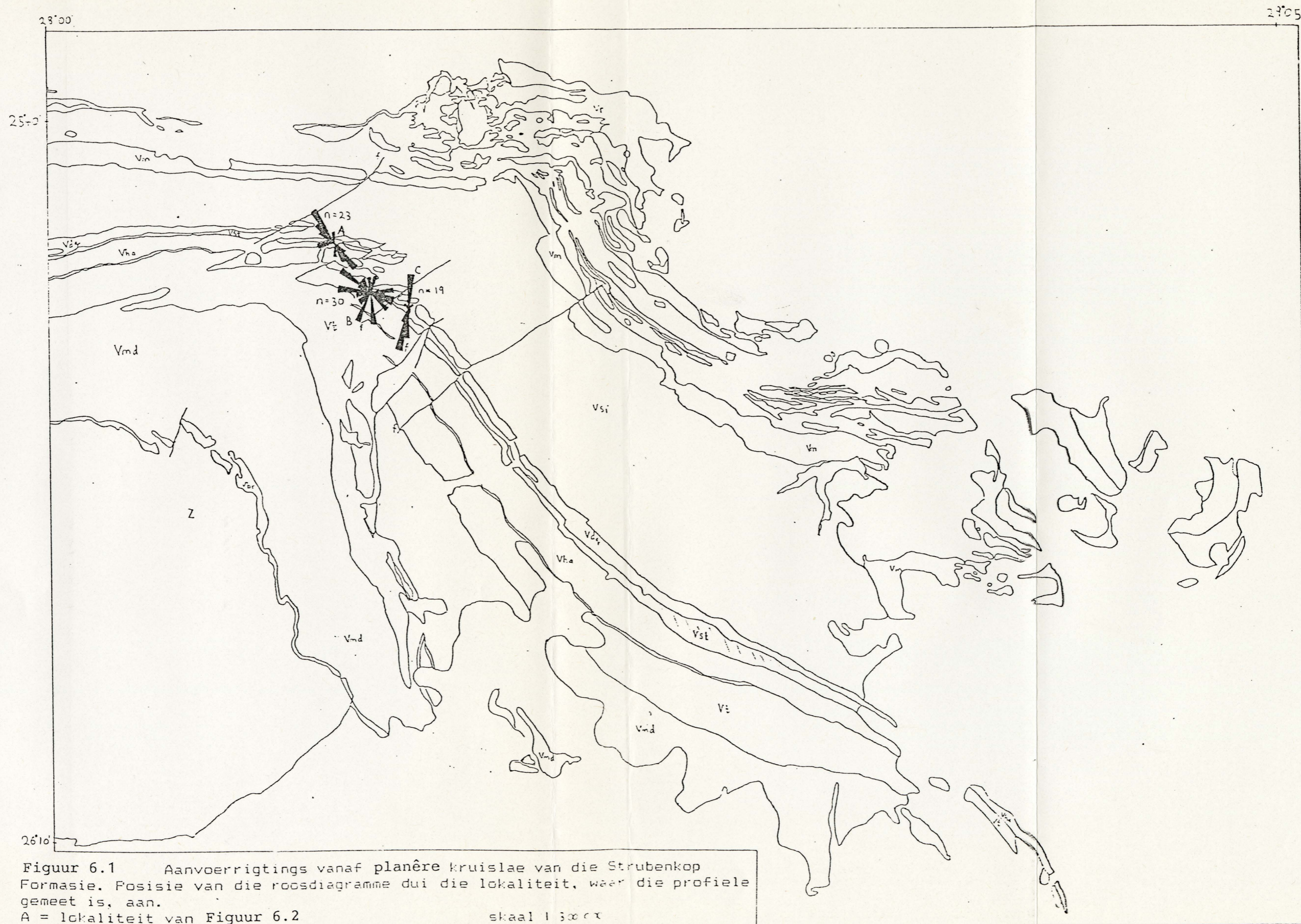
#### Paleostroomrigtings

Die paleostroomrigtings van die Strubenkop Formasie, soos bepaal vanaf planêre kruislae, word in Figuur 6.1 weergegee. Figuur 6.12 som die aanvoerrigtings, soos verkry van kanale en riffelmerke, op. Die roosdiagramme in Figuur 6.1 is dominant bimodaal en dui op verskillende moontlike aanvoerrigtings. Vir roosdiagram ' A ' (Figuur 6.1) was die aanvoerrigting na die noordweste en suidooste, vir die roosdiagram ' B ' hoofsaaklik na die wes-noordweste, suide en oos-suidooste, en vir roosdiagram ' C ' na die noorde en suide. Die oriëntasie van die lang as van die



kanale in Figuur 6.12 is naastenby loodreg op die aanvoerrigtings vanaf die planêre kruislae in Figuur 6.1. Ook die strekking van die riffelmerke se kruine is ongeveer loodreg op die aanvoerrigtings soos in Figuur 6.1; die aanvoerrigtings afgelei van die riffelmerke stem dus goed ooreen met dié afgelei van die planêre kruislae. Vanaf die omtrent gelyke aanvoerrigtings van die wind- en golfriffels volg dat die golwe meestal moontlik windaangedrewe was. Die verskil in aanvoerrigtings van die planêre kruislae en die strekking van die kanale dui op twee verskillende afsettingsisteme wat 'n rol gespeel het.





Figuur 6.1 Aanvoerrigtings vanaf planêre kruislêe van die Strubenkop Formasie. Posisie van die roosdiagramme dui die lokaliteit, waar die profiele gemeet is, aan.

- A = lokaliteit van Figuur 6.2
- B = lokaliteit van Figuur 6.3
- C = lokaliteit van Figuur 6.4

vst = Strubenkop Formasie

skaal 1:30000





Legende vir die profiele van die Strubenkop Formasie

	horisontale lae/laminasies		versakkingstruktuur
	planêre kruislae/laminasies		kronkelende gelaagdheid
	haringgraatkruislae		verskuiwing
	trogkruislae		stromatoliete
	kanaalôpvulling		bultjiekruislae
	riffelmerke		plooie (sinsedimentêr)
	dun lense ( < 5cm )		dolomiet
	diabaas		konglomeraat
	erosionele kontak		puinbedek / geen dagsoom nie
	dik lense ( ≥ 5cm )		kleipilkonglômeraat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

ysk ysterryke sliksteenfasies  
yss2 ysterryke sandsteenfasies  
tks2 tussengelaagde klei- en sliksteenfasies

kleist = kleisteen

slikst = sliksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

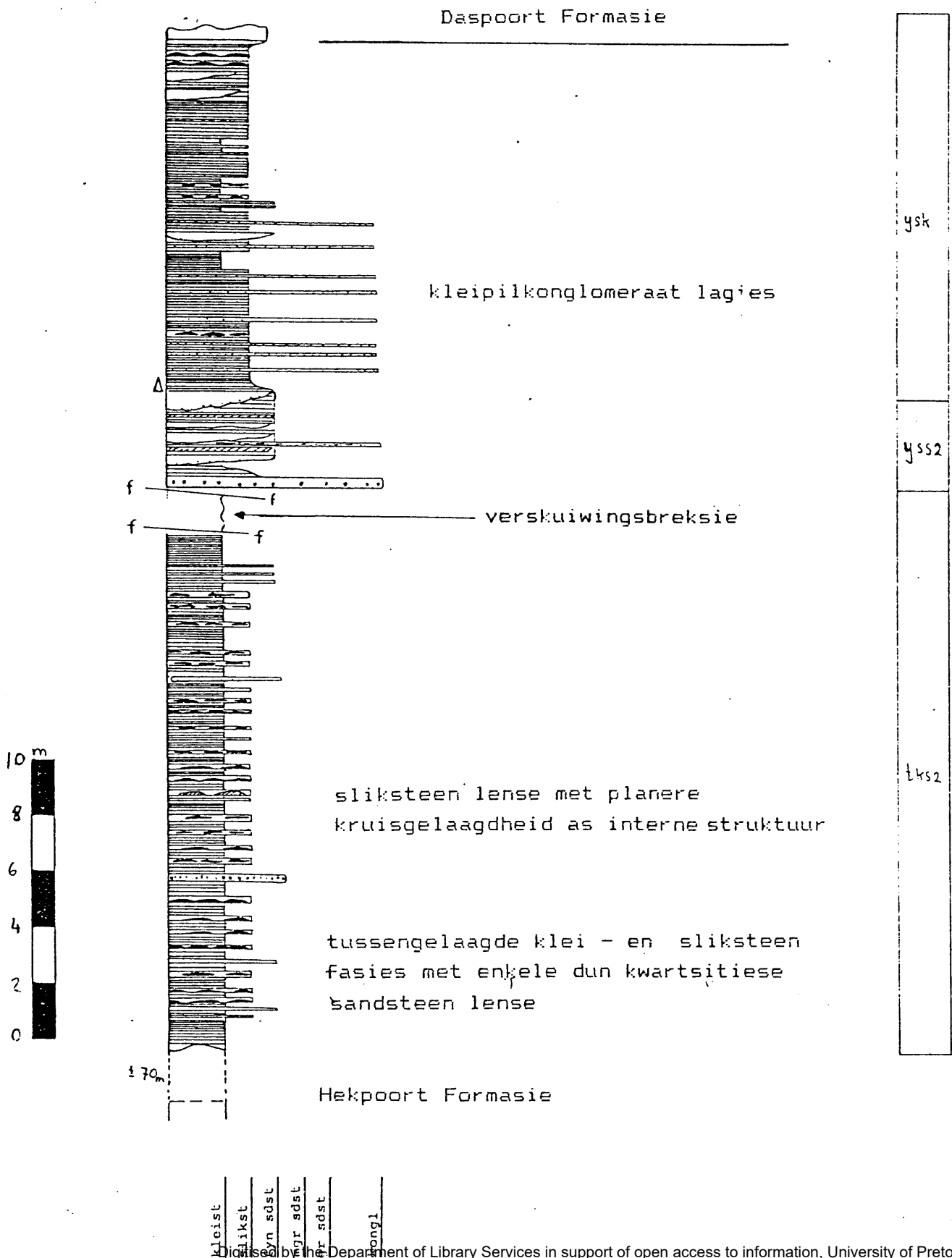
gr sdst = growwe sandsteen

kongl = konglomeraat

△ opwaarts fyner-wordend

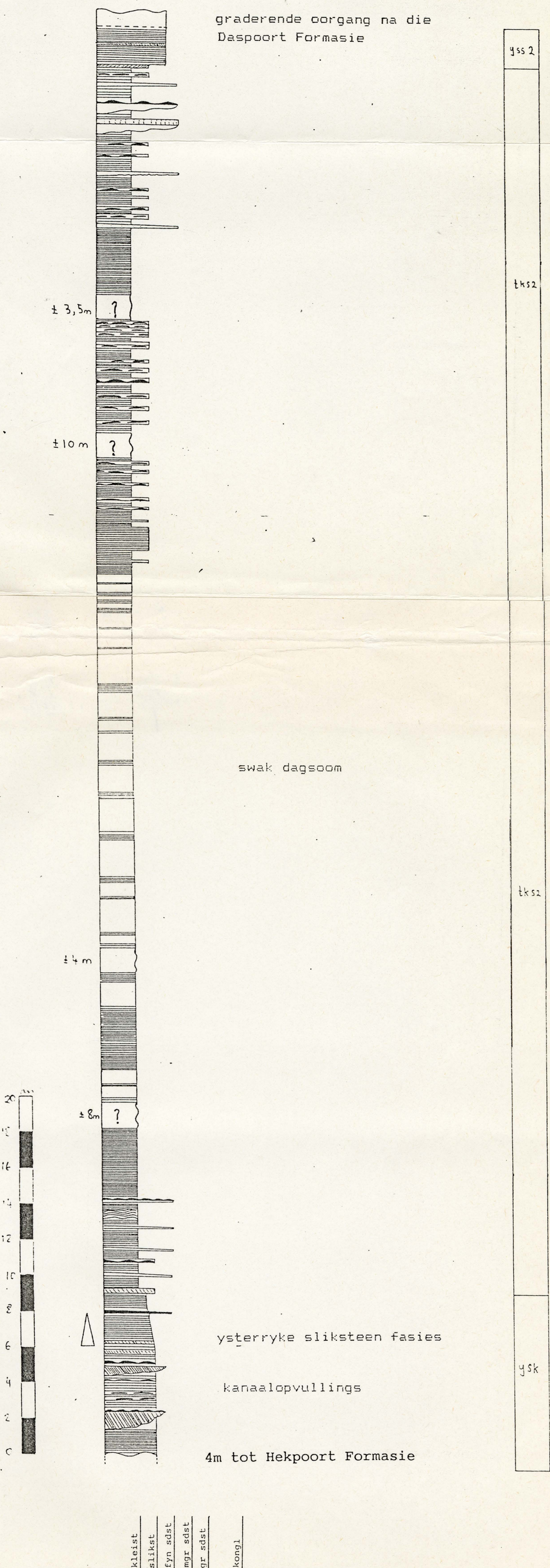
▽ opwaarts growwer-wordend

Figuur 6.2 Profiel van die Strubenkop Formasie by Strubenkop, Lynnwood ( ligging in Figuur 6.1 )



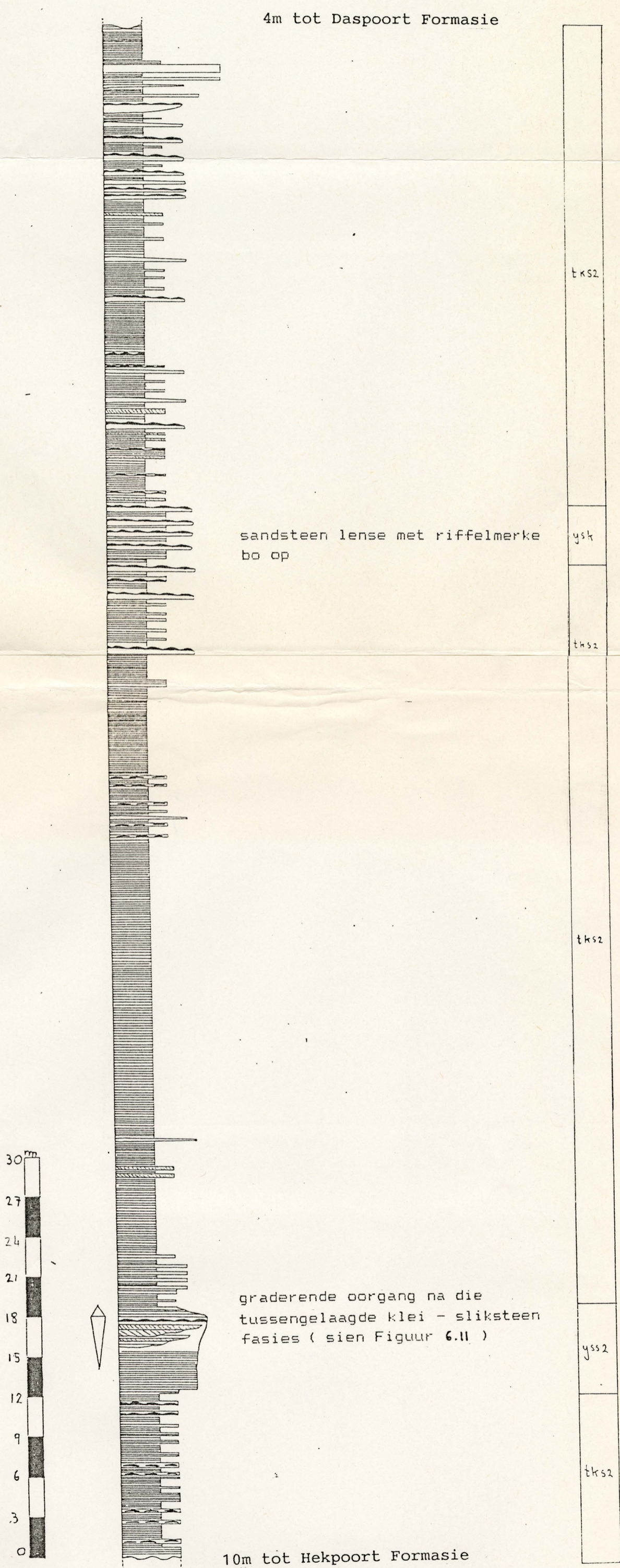


Figuur 6.3 Profiel deur die Strubenkop Formasie in Faerie Glenne  
( ligging in Figuur 6.1 )

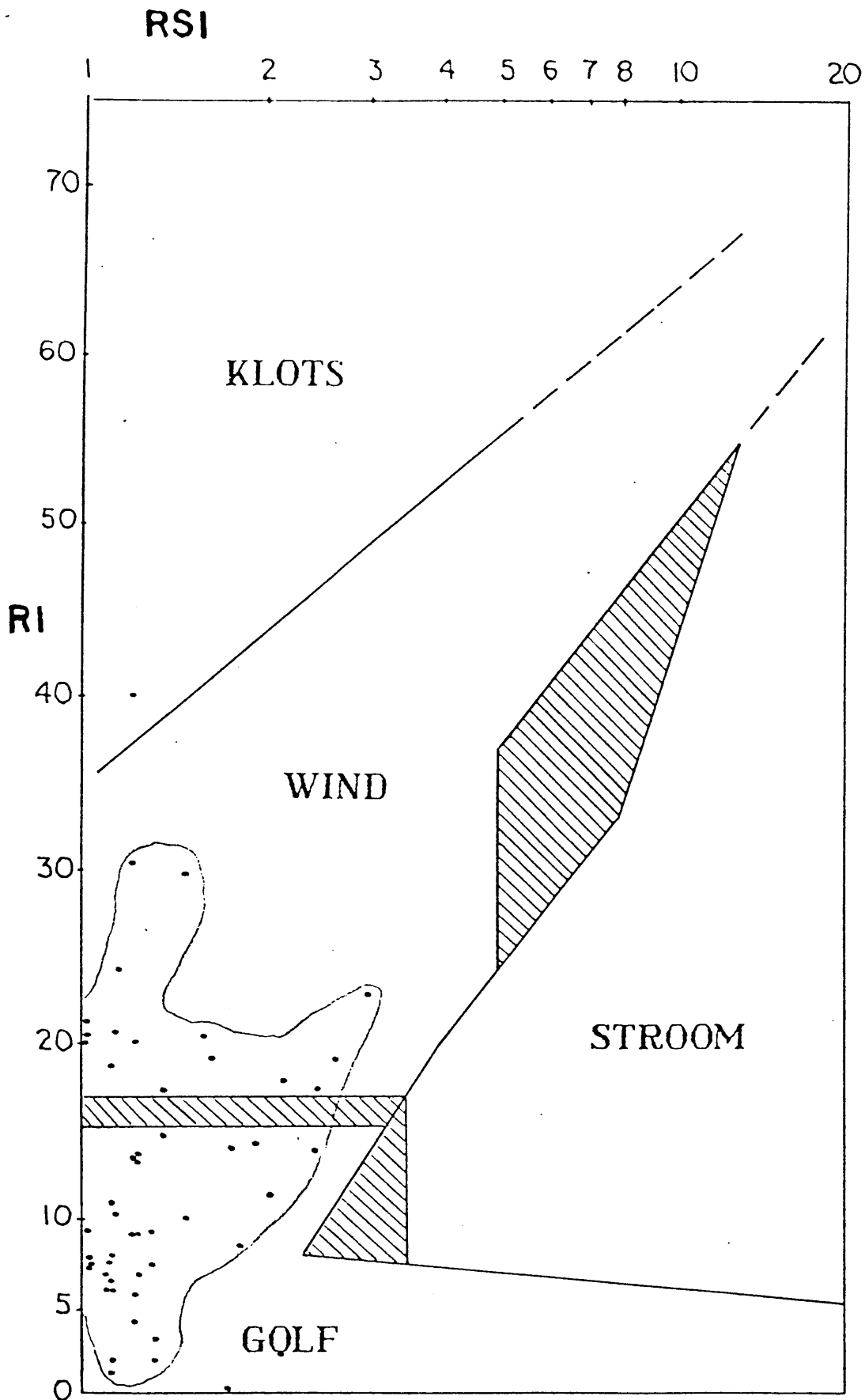




Figuur 6.4 Profiel deur die Strubenkop Formasie, George Eybers Weg  
( ligging in Figuur 6.1 )

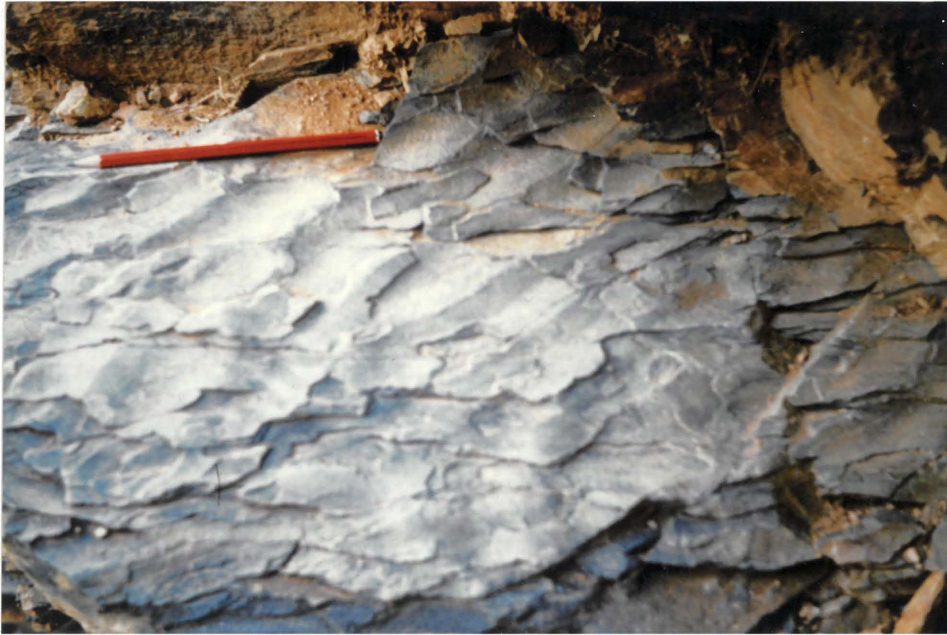






Figuur 6.5 Riffelindexe Ri teen Rsi vir die Strubenkop Formasie (n=51), aangepas volgens Tanner ( 1967 )





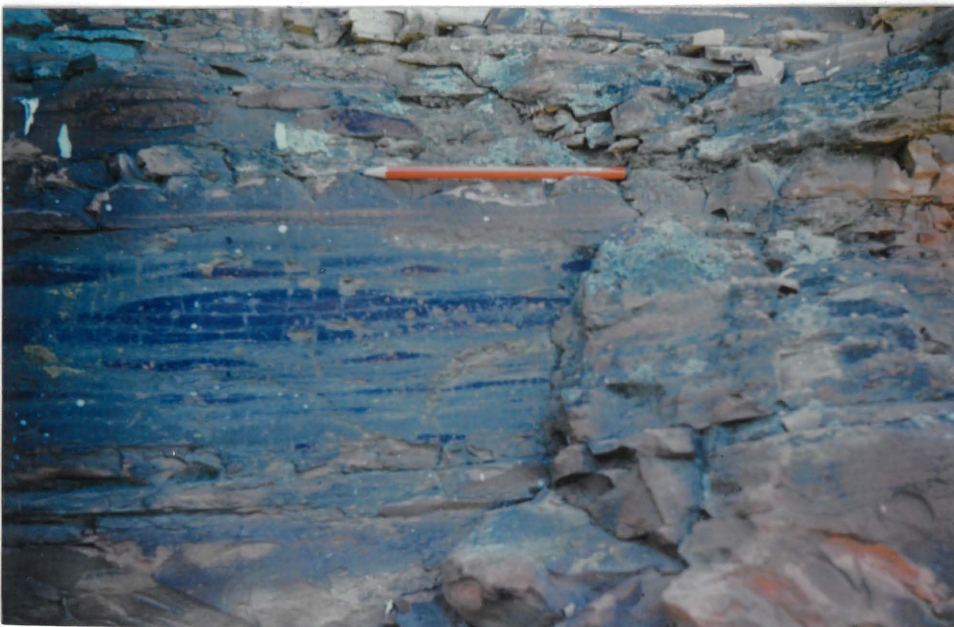
Figuur 6.6 Riffelmerke in ysterryke sliesteenfasies.  
Let op na vertakking van riffelkruine.



Figuur 6.7 Kanaalopvulling (links van stok) in ysterryke  
kwartsitiese sandsteenfasies. Skaal van  
maatstok is 2m.



Figuur 6.8 Kanaalopvulling in die ysterryke sliksteenfasies van die Strubenkop Formasie wat oor 'n laag ( by steel van hamer ) sny.



Figuur 6.9 Lensagtige gelaagdheid in die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies van die Strubenkop Formasie.



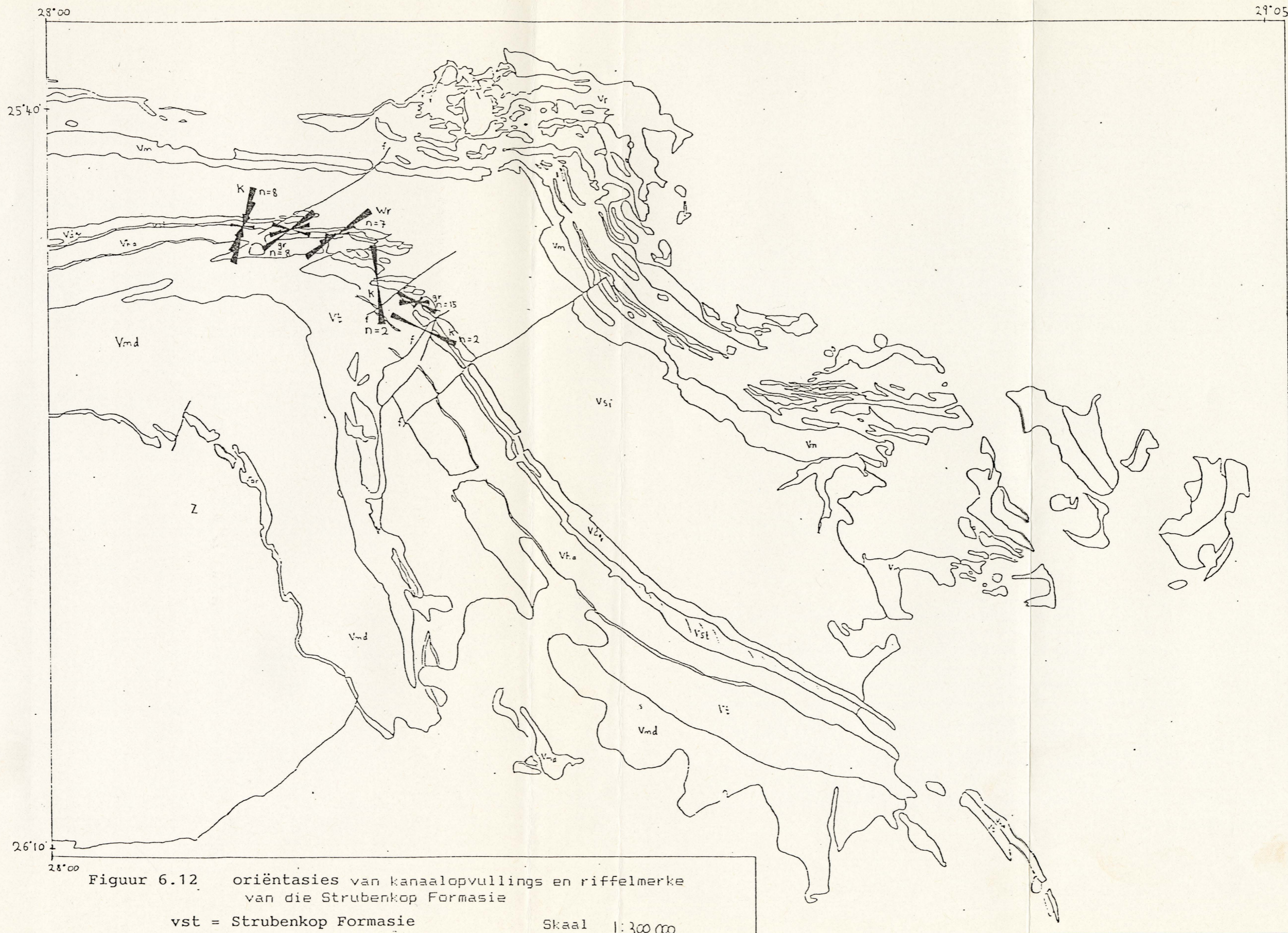


**Figuur 6.10** Riffelmerke op 'n dun sandsteenlens in die tussengelaagde klei - en sliksteenfasies.



**Figuur 6.11** Graderende oorgang tussen die sandsteen fasies, regs in beeld, en die tussengelaagde fasies. Skaal van die maatstok is 2m.

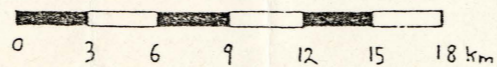




Figuur 6.12 oriëntasies van kanaalopvullings en riffelmerke van die Strubenkop Formasie

vst = Strubenkop Formasie  
 k = kanale  
 gr = golfriffels  
 wr = windriffels

Skaal 1:300 000





## Hoofstuk 7

### Daspoort Formasie

#### Litostratigrafie

In die studiegebied word die Daspoort Formasie gekenmerk deur veldspaatryke sandsteen wat in die Pretoria-omgewing 'n prominente heuwelreeks vorm (Figuur 1.3, Hoofstuk 1). Dun, opwaarts fyner-wordende rolsteenlae kom lokaal aan die basis van die formasie voor. In Wes-Transvaal bestaan die Daspoort Formasie ook hoofsaaklik uit redelike skoon sandstene; dun rolsteenlae sowel as kleisteenlae word ook aangetref (Engelbrecht, 1986). In Oos-Transvaal word ook hoofsaaklik redelike skoon sandstene aangetref, maar hulle kom in die noorde tussengelaagd met klei- en ysterstene voor (Button, 1973). 'n Verdere algemene kenmerk van die Daspoort Formasie is 'n algemene opwaarts-grofwordende neiging van die sandstene (Visser, 1969; Button, 1973). Kleiner opwaarts fynwordende rangskikkings van fasies kom wel lokaal voor, maar is oor die algemeen ondergeskik aan die algemene opwaarts grofwordende tendens van die formasie.

In die studiegebied varieer die dikte van die Daspoort Formasie tussen 80m en 95m. Op die plaas Roodepoortjie 326 JS (Figuur 1.2), naby Balmoral, is 'n lokale, maksimum dikte in die huidige studiegebied van ongeveer 150m gevind (Visser et al., 1961). By laasgenoemde lokaliteit dagsom die Daspoort Formasie aan weeskante van die Balmoral Graniet, sowat 25km noordoos van sy normale voorkoms. Die kwartsitiese sandstene is deur graniet binnegedring en waarskynlik opwaarts verplaas. In die Oos-Transvaal is die dikte tussen 5m en 90m (SAKS, 1980) en verdun noordwaarts. In Wes-Transvaal is die maksimum dikte ongeveer 220m en die formasie verdik weswaarts na Botswana en verdun ooswaarts na die huidige studiegebied.

Soos in die geval van die ander formasies in die studiegebied verlaag die topografie van die Daspoort Formasie soos wat

suidoswaarts met die strekking beweeg word, as gevolg van die verandering in helling vanaf ongeveer 28 grade by Pretoria, na sowat 8 grade ongeveer 30km suidos van Pretoria. Hier is die dagsoom baie brëer en vorm 'n saghellende vlakke (Figuur 7.1). In so 'n geval is die dagsoom redelik swak in vergelyking met die dagsoom naby Pretoria (soos bv in Figuur 7.2).

#### Litofasies

Altesaam vyf profiele (Figure 7.3, 7.4, 7.5, 7.6 en 7.7) is van die Daspoort Formasie geteken. Die lokaliteite waar hierdie profiele gemeet is word in Figuur 7.8 gegee. Vanaf hierdie profiele kan drie verskillende litofasies geïdentifiseer word, nl 'n horisontaal-gelaagde sandsteenfasies, 'n kruisgelaagde sandsteenfasies asook 'n rolsteendraende sandsteenfasies. Voorkomste van die horisontaal-gelaagde sandsteenfasies varieer in dikte vanaf ongeveer 2 tot 50m (Figuur 7.3); die kruisgelaagde sandsteenfasies vanaf 7 tot 14m en die rolsteendrende sandsteenfasies vanaf 1 tot 5m (Figuur 7.4). Aangesien hierdie benaming van litofasies net op die dominante voorkoms van die genoemde strukture berus (in werklikheid kom die strukture eerder tussengelaagd voor, bv Figuur 7.6) en as gevolg van graderende kontakte tussen die fasies (Figuur 7.4), is die diktes van die individuele fasies slegs 'n benadering.

#### Rolsteendraende sandsteenfasies

Hierdie fasies is slegs in die Pretoria en aangrensende omgewing (Figure 7.4 en 7.5) aangetref. Dit word veral gekenmerk deur horisontaal-gelaagde, rolsteendraende sandsteen. Die sandsteen is redelik volwasse en meestal middelgrof- tot grofkorrelrig en wissel vanaf swak gesorteerde arkoses tot goed gesorteerde sublitareniete (Figuur 7.9). Die korrels is meestal goed afgerond en graderingsgelaagdheid, op mikroskopiese skaal, is by die areniete waargeneem. Ongeveer 15 persent van die korrels bestaan uit chert. Die rolstene is matriksondersteun en bestaan meestal uit grofkorrelrige, sferiese sandsteenkorrels met 'n deursnee van 5 tot 25mm (Figuur 7.10), alhoewel herkristalliseerde klaste ook voorkom (Figuur 7.11). Die



laagdikte van die sandsteenlae, waarin dié klaste voorkom, wissel vanaf 1 tot 25cm. Die voorkoms van hierdie sferiese klaste is egter nie beperk tot horisontaal-gelaagde sandstene nie. In enkele voorbeelde kom die klaste ook op die voorkantlae van planêre kruislae voor (Figuur 7.11). Die steldikte van hierdie kruislae is meestal ongeveer 25cm. Behalwe vir hierdie sferiese sandsteenklaste is daar ook nog kleipille, met 'n deursnee van ongeveer 2 - 10mm, wat in hierdie fasies voorkom. Hulle is slegs in die een profiel (Figuur 7.4) waargeneem, waar hulle in die basale gedeelte van die formasie voorkom. Opwaarts fyner- sowel as opwaarts grofwordende neigings is algemeen in hierdie fasies (Figuur 7.4). Interessant is dat die stratigrafies laer voorkomstes van hierdie fasies meer gekenmerk word deur opwaarts fynwordende tendense, terwyl die boonste gedeelte van die formasie eerder deur opwaarts grofwordende tendense in dié fasies gekenmerk word.

#### Horisontaal-gelaagde sandsteenfasies

Middelgrof tot growwe, horisontaal-gelaagde sandsteen kenmerk hierdie fasies. Ander, ondergeskikte strukture wat waargeneem is, sluit klein- tot mediumskaalse planêre kruislae, kanaalopvullings, riffelmerke, versakkingstrukture, lensagtige gelaagdheid en erosionele kontakte in.

Die laagdikte van die horisontale gelaagdheid wissel vanaf 1cm tot soveel as 60cm. Die algemene laagdiktes wissel tussen 8 en 20cm en dik lae van 50cm tot 60cm is minder algemeen. Dit is ook moontlik dat sulke lae so dik voorkom, deurdat ander sedimentêre strukture as gevolg van herkristallisering verwoes is. 'n Algemene kenmerk van hierdie fasies is dat die boonste gedeeltes van die profiele (as die fasies daar voorkom) feitlik altyd gekenmerk word deur die voorkoms van donker gekleurde, horisontaal gelaagde kwartsitiese sandstene, wat dikwels ook piriëtkorrels bevat (Figure 7.2 en 7.12). Hierdie verkleuring, as gevolg van ysteroksiede kom sporadies as kolle of vlekke voor en is nie beperk tot 'n sekere laag nie (Figuur 7.12).

Die sandstene is meestal arkoses (Figuur 7.9), wat meestal goeie sortering toon en afgeronde korels bevat. Ongeveer 5 tot 20 persent van die areniete bestaan uit chertkorrels. Die ysteroksiedverkleuring is wel dikwels gekonsentreer, soos bv. op die voorkantlae van lokale planêre kruislae. Mikroskopies gesien, vorm hierdie ysteroksiede konsentriese lae rondom die kwartskorrels en tussenruimtes word ook daardeur opgevul. Die vorm van hierdie "vlekke" is onreëlmatig en geen herhaaldelike patroon is waargeneem nie. Die hoeveelheid van hierdie ysterhoudende sandstene wissel ook aansienlik. Oorgange van so 'n donker sone tot die aangrensende wit sandsteen mag skerp of graderend wees (Figuur 7.12).

Planêre kruisgelaagdheid kom lokaal voor en is in die meeste gevalle geïsoleerd van die volgende stel kruislae (Figuur 7.3). Die steldikte varieer tussen 6 en 25cm. Kanaalvorms, meestal opgevul deur massiewe middelgrof tot growwe sandsteen, is algemeen. Hulle is meestal kleinskaalse kanaalopvullings met 'n breedte wat selde 4m oorskry en met 'n diepte tussen 15 en 35cm. In 'n enkele profiel (Figuur 7.7), is kanale met 'n breedte van tot 15m, met 'n ooreenstemmende diepte van 80cm, gevind. Riffelmerke is oor die algemeen redelik skaars en wanneer dit wel aangetref word, is die kruine meestal te verweer om enige indekse te bepaal. Die kruine is meestal reguit en in profiel is die meeste riffels slegs effens asimmetries. In teenstelling met ander formasies, soos die Timeball Hill byvoorbeeld, is slegs in een geval riffelmerke bo op lense of kanaalopvullings opgemerk. Sulke voorkomste is dus uiters skaars in die Daspoort Formasie. In 'n enkele geval (Figuur 7.4) is dun asimmetriese lense heelbo in die formasie gevind. Hulle is ongeveer 45cm breed met 'n dikte van 3 - 4cm. Versakking van horisontale lae, sowel as erosionele kontakte, is lokaal waargeneem (Figure 7.3 en 7.4).

#### Kruisgelaagde sandsteenfasies

Planêr-kruisgelaagde, middelgrof tot growwe sandsteen kenmerk hierdie fasies. Strukture soos trogkruislae, kanaalopvullings, haringgraat- en bultjiekruisgelaagdheid, sowel as erosionele

oppervlakke is ook waargeneem, maar hulle is skaarser as planêre kruislae. Die steldikte van die planêre kruislae is in die meeste gevalle nie veel groter as 25cm nie. Steldiktes van 5 tot 15cm blyk die algemeenste te wees. Kleinskaalse trogkruislae met 'n breedte van 30 tot 60cm en 'n diepte van 2.5 tot 7cm, is ook gevind. Die planêre kruislae toon 'n lokale verryking van ysteroksiede op die voorkantlae (Figure 7.13 en 7.14). Ook haringgraatkruislae (Figuur 7.14) toon dikwels 'n hoë ysteroksiedkonsentrasie op hulle voorkantlae. Hierdie sandstene is meestal arkoses (Figuur 7.9) wat gekenmerk word deur mikroskopies opwaarts-fyn en grof-wordende tendense. Die korrels vertoon oor die algemeen goeie sortering en afronding. Dikwels lê die lang as van meer langwerpige individuele korrels parallel aan die voorkantlae van die planêre kruislae. Die steldikte van die visgraatkruislae is oor die algemeen redelik klein en wissel vanaf 2 tot 20cm. Bultjiekruislae is in 'n enkele dagsoom gevind, die diepte van die holtes is ongeveer 3 tot 4cm. Net soos in die vorige fasies, kom kanaalopvullings ook algemeen voor. Hulle is meestal deur horisontaal gelaagde of planêr- kruisgelaagde middelgrowwe sandsteen gevul. Die steldikte van hierdie kruislae is ongeveer 8cm, terwyl die laagdikte van die horisontale lae tussen 0.8 en 3cm is. Die breedte van hierdie kanaalopvullings wissel van ongeveer 0.6 tot 10m, met 'n diepte tussen 8 en 100cm. Die onderste kontakte van hierdie kanaalopvullings is meestal skerp en erosief en soms word planêre kruislae afgesny (Figuur 7.15). Erosionele oppervlakke kom ook in hierdie fasies voor. Opwaarts growerwordende, sowel as fynwordende neigings kom ook voor, dikwels met 'n graderende oorgang van by voorbeeld opwaarts finer- na opwaarts growerwordende rangskikkings.

### Fasiesverhoudings

In die profiele waar die kontak met die onderliggende Strubenkop Formasie gesien kon word, of waar die kontak nie ver weg was nie, is die rolsteendraende sandsteenfasies dominant. Graderende oorgange na die horisontaal-gelaagde sandsteenfasies het meestal daarop gevolg, alhoewel graderende oorgange na die kruisgelaagde sandsteen fasies ook waargeneem is (Figuur 7.4). Verder is dit

moeilik om 'n algemene volgorde van die verskillende litofasies te bepaal, aangesien die profiele dikwels nie volledig genoeg is nie, en vanweë die algemene tussengelaagde voorkoms van die fasies, veral die horisontaal- en planêre kruisgelaagde sandsteenfasies (Figuur 7.6).

#### Paleostroomrigtings

Die aanvoerrigtings soos afgelei van die planêre kruislae vir die Daspoort Formasie word in Figuur 7.8 opgesom, en die aanvoerrigting vanaf visgraatkruislae asook die strekkings van riffelmerke en kanaalopvullings in Figuur 7.16.

In die westelike gedeeltes van die studiegebied is die roosdiagramme van kruisgelaagdheid baie konstant en dui op 'n aanvoerrigting vanaf die noorde (Figuur 7.8). 'n Baie swak bimodale wes-noordwes tot suid-suidoostelike komponent is ook teenwoordig. Die roosdiagramme in die oostelike gedeeltes van die sentrale studiegebied, is oor die algemeen minder standhoudend en toon 'n groter variasie in aanvoerrigtings. Dominante tendense varieer vanaf aanvoer na die suidooste, noordooste en noorde. Ondergeskik hieraan is aanvoerrigtings na die ooste, suide, suidooste, weste en noordweste. Die blykbaar teenstrydige voorkoms van die twee roosdiagramme heel oos in die gebied (Figuur 7.8), wat slegs 200m van mekaar gemeet is, kan dalk in verband staan met die buitengewone voorkoms van die Daspoort Formasie in daardie gebied, wat die gevolg is van die indringing van die Balmoral Graniet. 'n Kenmerk van hierdie twee roosdiagramme is die duidelike bimodaliteit. Die mees suidelike van dié twee roosdiagramme dui op 'n aanvoerrigting na die noorde, noordooste sowel as na die suidweste. Die meer noordelike roosdiagram, daarenteen, dui op 'n aanvoerrigting na die noordweste asook na die suidooste. Hierdie verskil in aanvoerrigting is moontlik die gevolg van die Balmoral Graniet wat die oorspronklike lae verskuif het.

Aanvoerrigtings vanaf visgraatkruislae varieer aansienlik (Figuur 7.16). Dominante aanvoerrigtings is na die NO-SW en

O-W, met ondergeskikte aanvoerrigtings N-S en NW-SO. Die strekkings van die lang as van die kanaalopvullings varieer vanaf 'n NW-SO, NO-SW en N-S oriëntasie. Die twee mees dominante strekkings is NW-SO en NO-SW, wat 'n aanvoer na die NO/SW asook NW/SO voorstel. Ondergeskikte strekkings van die lang as van kanaalopvullings suggereer aanvoer na die weste of ooste (Figuur 7.16). Die strekking van riffelkruine is oor die algemeen NO-SW georiënteer, wat aanvoer na die NW of SO voorstel. Ondergeskikte strekkings is N-S en O-W georiënteer en suggereer minder dominante aanvoer na die N-S asook na die O-W.

### Riffeleienskappe

Riffelmerke is redelik skaars in die Daspoort Formasie. Van die riffelmerke wat wel gevind is, is altesaam 24 opgemeet en die indekse word in Figuur 7.17 voorgestel. Die riffelmerke verteenwoordig dus golfgevormde riffelmerke. Die riffelmerke besit meestal 'n reguit kruin met 'n golflengte van tussen 5 en 10cm en 'n kruinhoogte van 6 tot 11mm. In 'n enkele los blok is 'n swak gepreserveerde voorbeeld van interferensieriffels waargeneem. Geen vertakkings van riffelkruine is waargeneem nie.








Figuur 7.1 Tipiese swak dagsoom van die Daspoort Formasie, ongeveer 30km suidoos van Pretoria. Let op na die sagte helling (van links na regs) onderkant groot boom, regs in beeld.



Figuur 7.2 Tipiese dagsoom met steil helling (na die noorde) in die middestad van Pretoria; links in beeld is donker gekleurde sandsteen.



Legende vir die profiele van die Daspoort Formasie

	horisontale lae/laminasies		versakkingstruktuur
	planêre kruislae/laminasies		kronkelende gelaagdheid
	haringgraatkruislae		verskuiwing
	trogkruislae		stromatoliete
	kanaalopvulling		bultjiekruislae
	riffelmerke		plooie (sinsedimentêr)
	dun lense ( < 5cm )		dolomiet
	diabaas		konglomeraat
	erosionele kontak		puinbedek / geen dagsoom nie
	dik lense ( ≥ 5cm )		kleipilkonglomeraat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

hss1 horisontaal gelaagde sandsteenfasies  
kss1 kruisgelaagde sandsteenfasies  
rss1 rolsteendraende sandsteenfasies

kleist = kleisteen

slikst = sliksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

gr sdst = growwe sandsteen

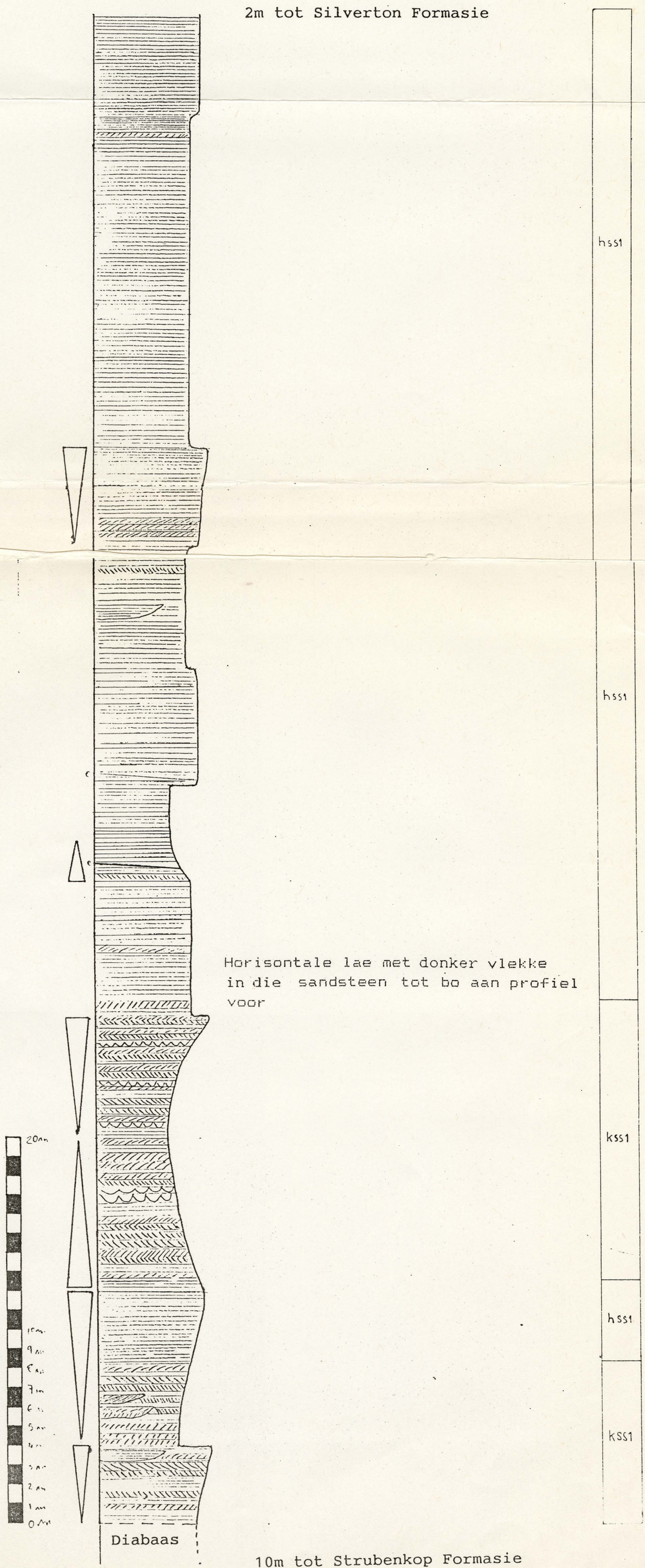
kongl = konglomeraat

△ opwaarts fyner-wordend

▽ opwaarts growwer-wordend

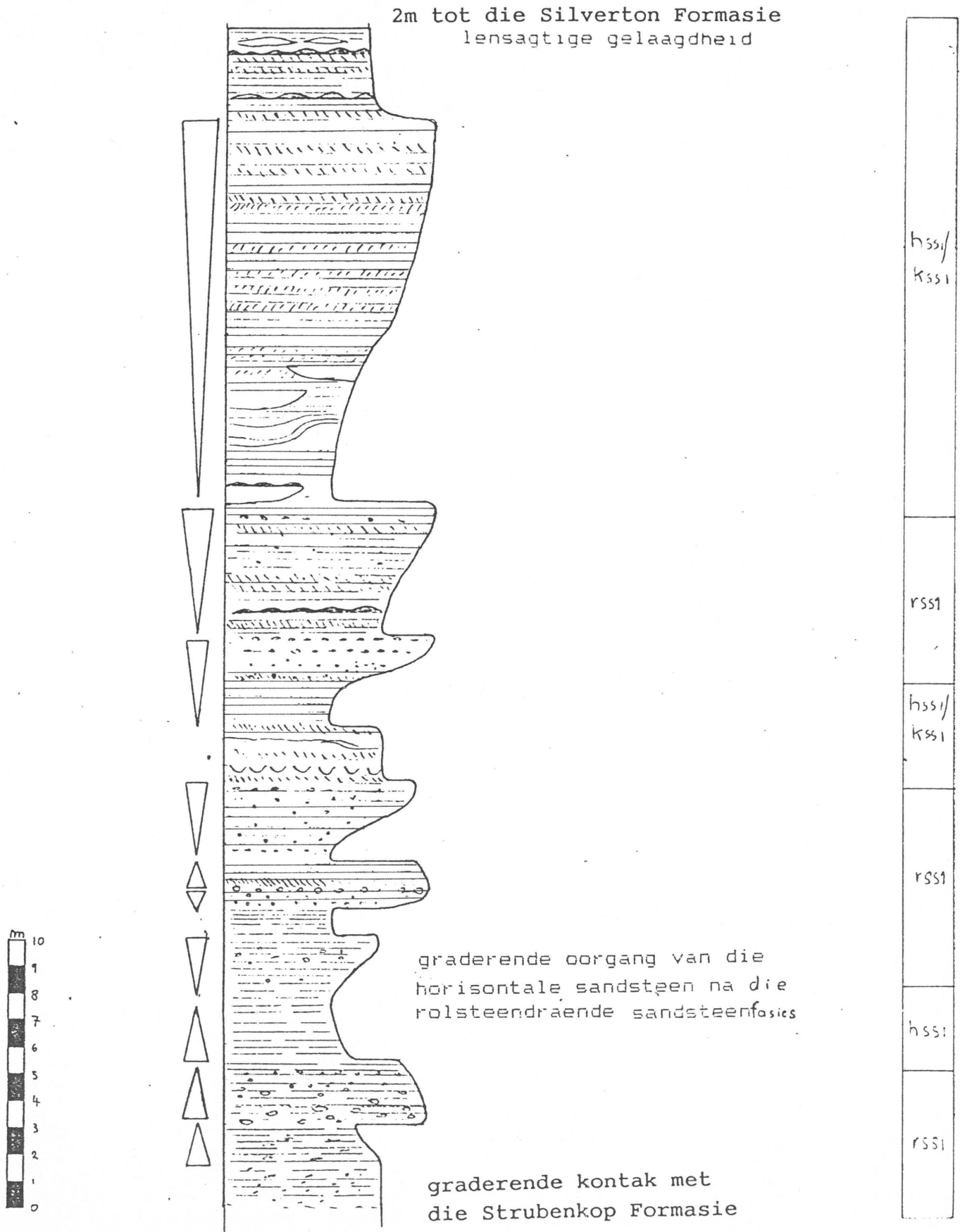


Figuur 7.3 Profiel van die Daspoort Formasie in Paul Krugerstraat, Pretoria.  
Lokaliteit van profiel word in Figuur 7.8 aangedui

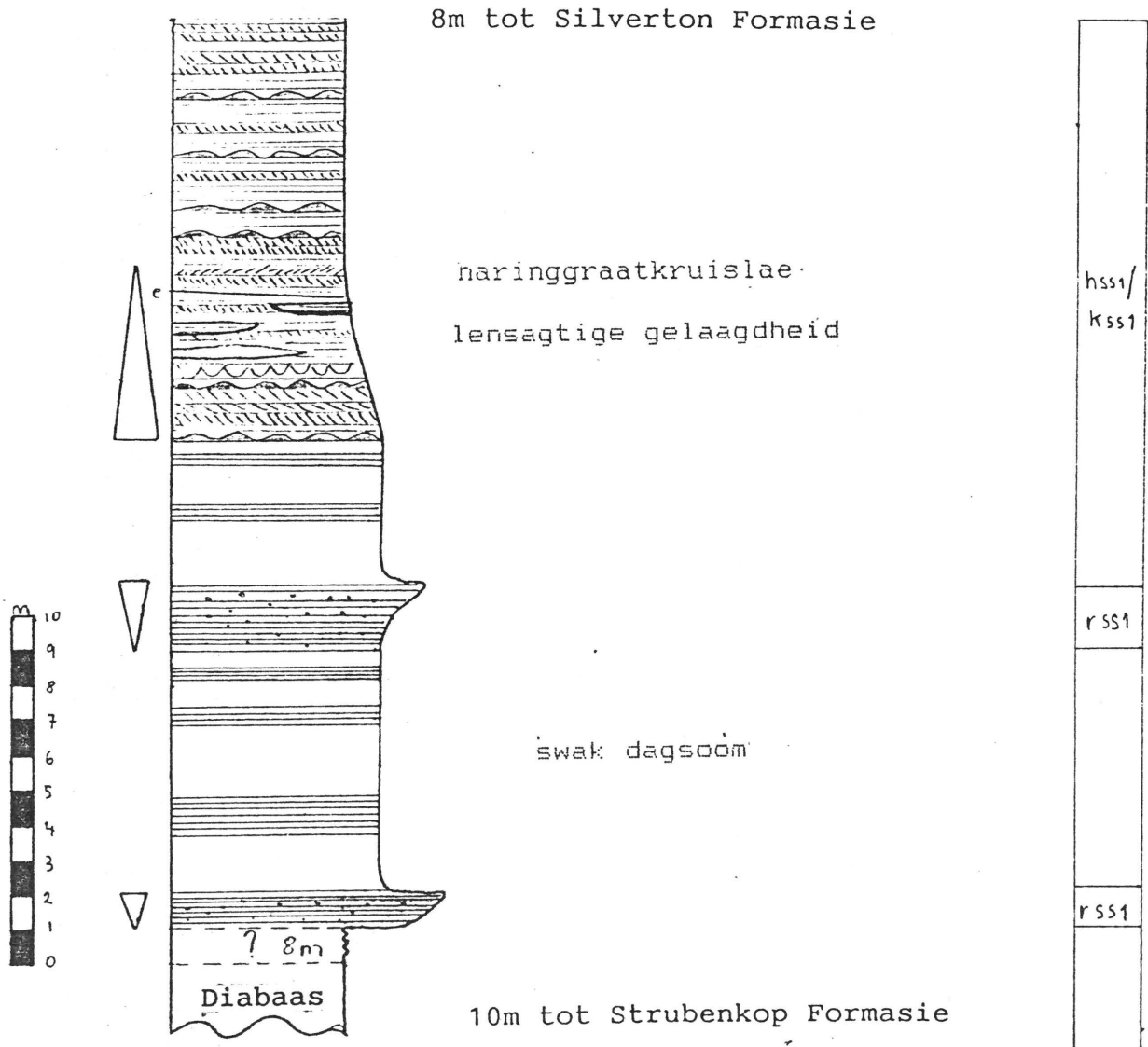




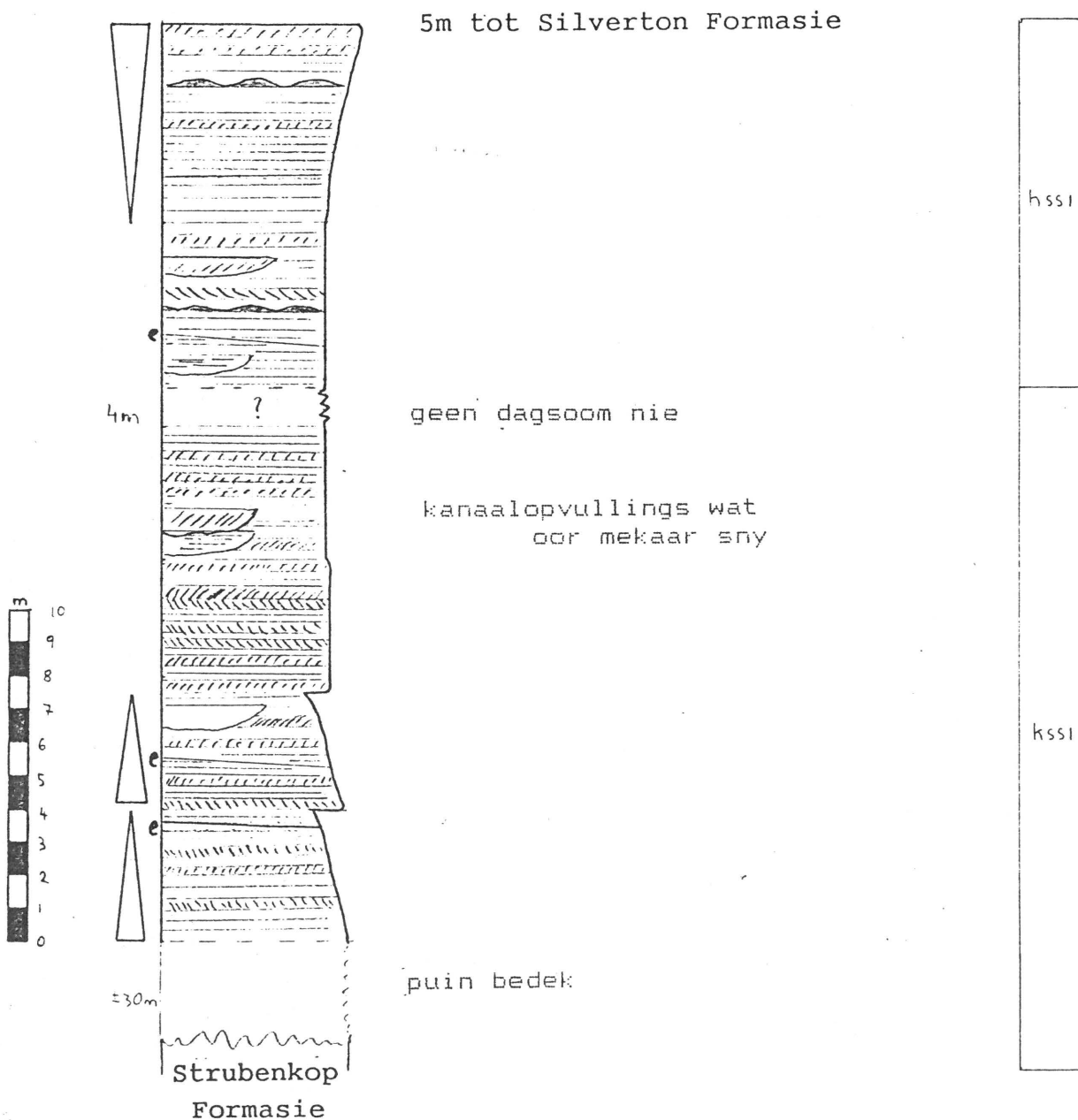
Figuur 7.4 Profiel deur die Daspoort Formasie, Faerie Glenn.  
 Lokaliteit van profiel word in Figuur 7.8 aangeduid.



Figuur 7.5 Profiel deur die Daspoort Formasie by Swawelpoort lokaliteit van profiel word in Figuur 7.8 aangedu

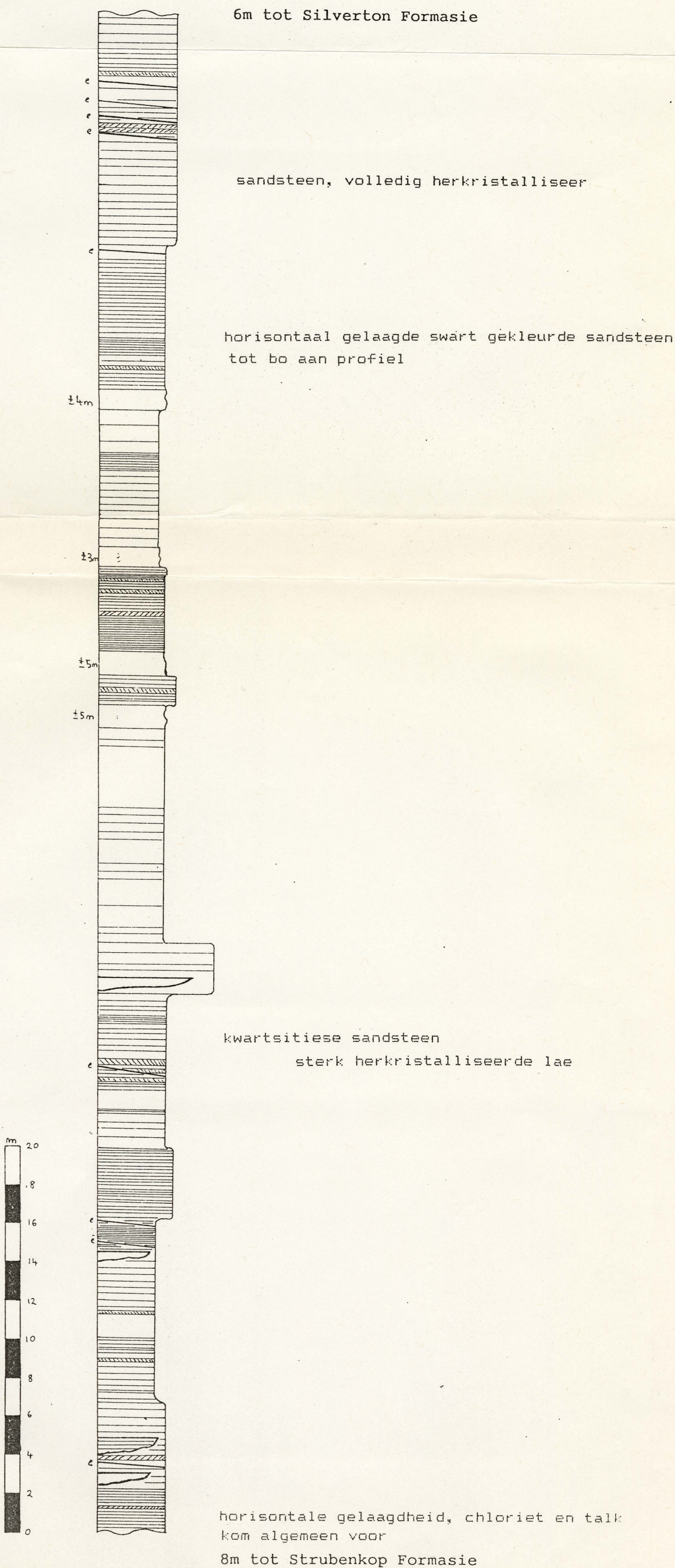


Figuur 7.6 Profiel deur die Daspoort Formasie by Nkwe  
 lokaliteit van profiel word in Figuur 7.8 aangedui

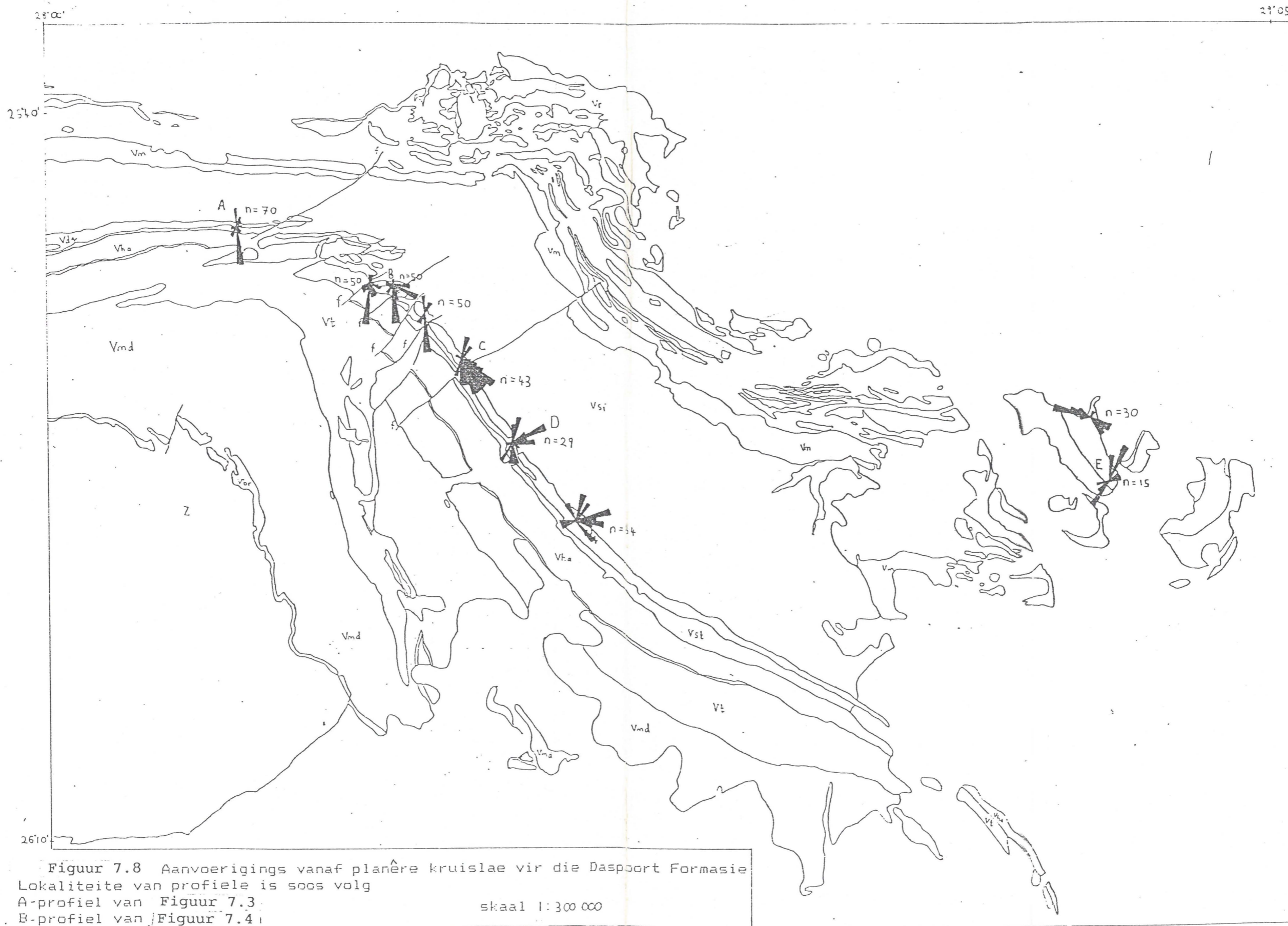




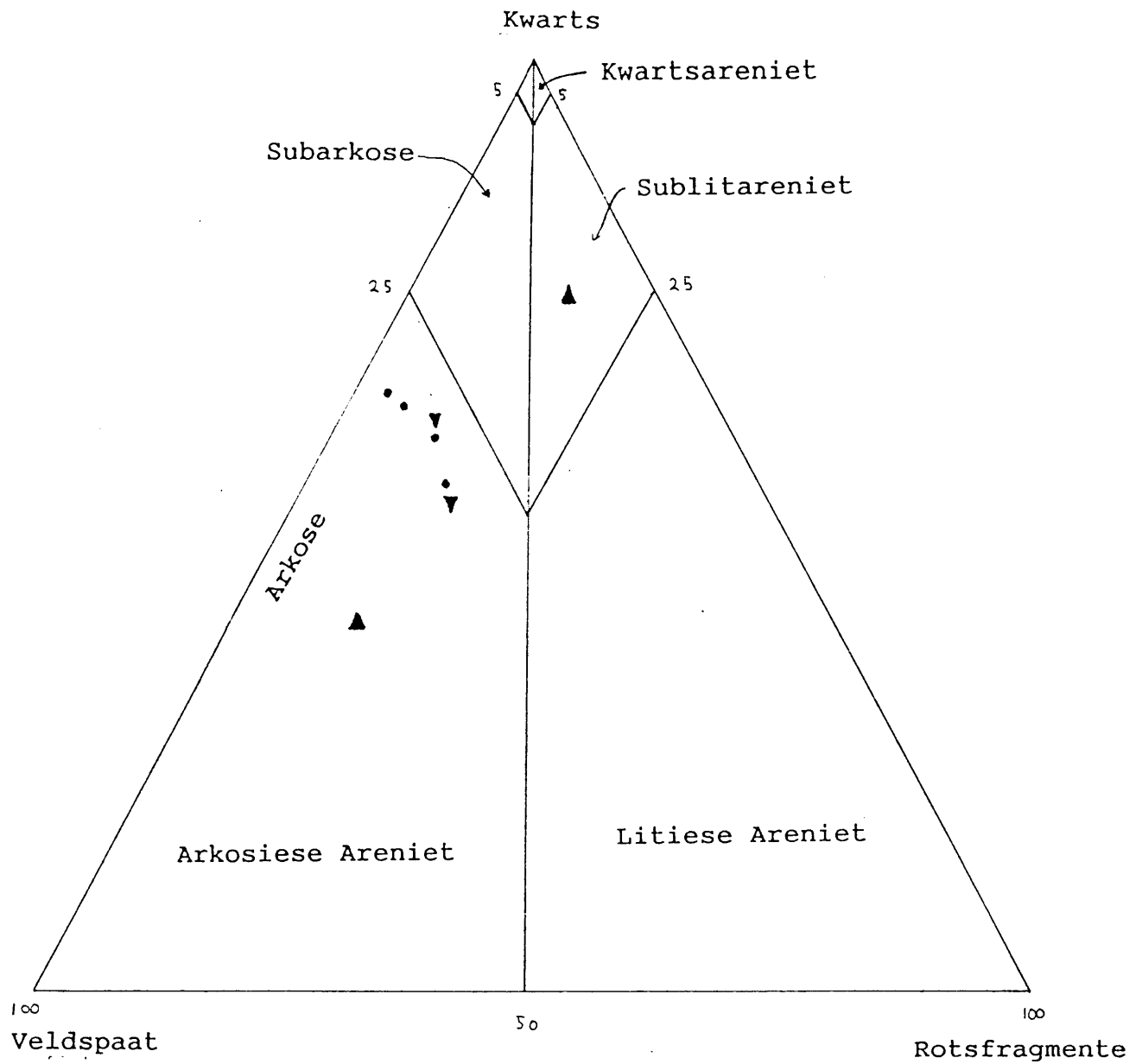
Figuur 7.7 Profiel deur die Daspoort Formasie, naby Balmoral lokaliteit van profiel word in Figuur 7.8 aangedui







Figuur 7.8 Aanvoerigings vanaf planêre kruislêe vir die Daspoort Formasie  
 Lokaliteite van profiele is soos volg  
 A-profiel van Figuur 7.3  
 B-profiel van Figuur 7.4  
 C-profiel van Figuur 7.5  
 D-profiel van Figuur 7.6  
 E-profiel van Figuur 7.7  
 vdq = Daspoort Formasie



Figuur 7.9 Klassifikasie van areniete, Daspoort Formasie (n=8) ( aangepas volgens Dott, 1964 en Pettijohn et al., 1972 ) ( persentasie kleimineraal/mikas : 0 - 15% )

- ▲ = Rolsteendraende sandsteenfasies
- = Horisontaal-gelaagde sandsteenfasies
- ▼ = Kruisgelaagde sandsteenfasies



Figuur 7.10 Rolsteendraende sandsteenfasies: let op na onduidelike opwaarts fyner-wordende rolstene regs in beeld.



Figuur 7.11 Rolsteendraende sandsteenfasies : konsentrasie van wit melkkwarts (herkristalliseerde) rolstene op die voorkantlae van die planêre kruislae.





Figuur 7.12 Donker gekleurde, horisontaal gelaagde sandsteenfasies; let op na graderende kleuroorgange en wit lagies sandsteen in donker sandsteen.



Figuur 7.13 Vlekkige voorkoms van donker gekleurde sandsteen. Let op na ysteroksiedekonsentrasies op die voorkantlae van planere kruislae ( links in beeld ); kruisgelaagde sandsteenfasies.

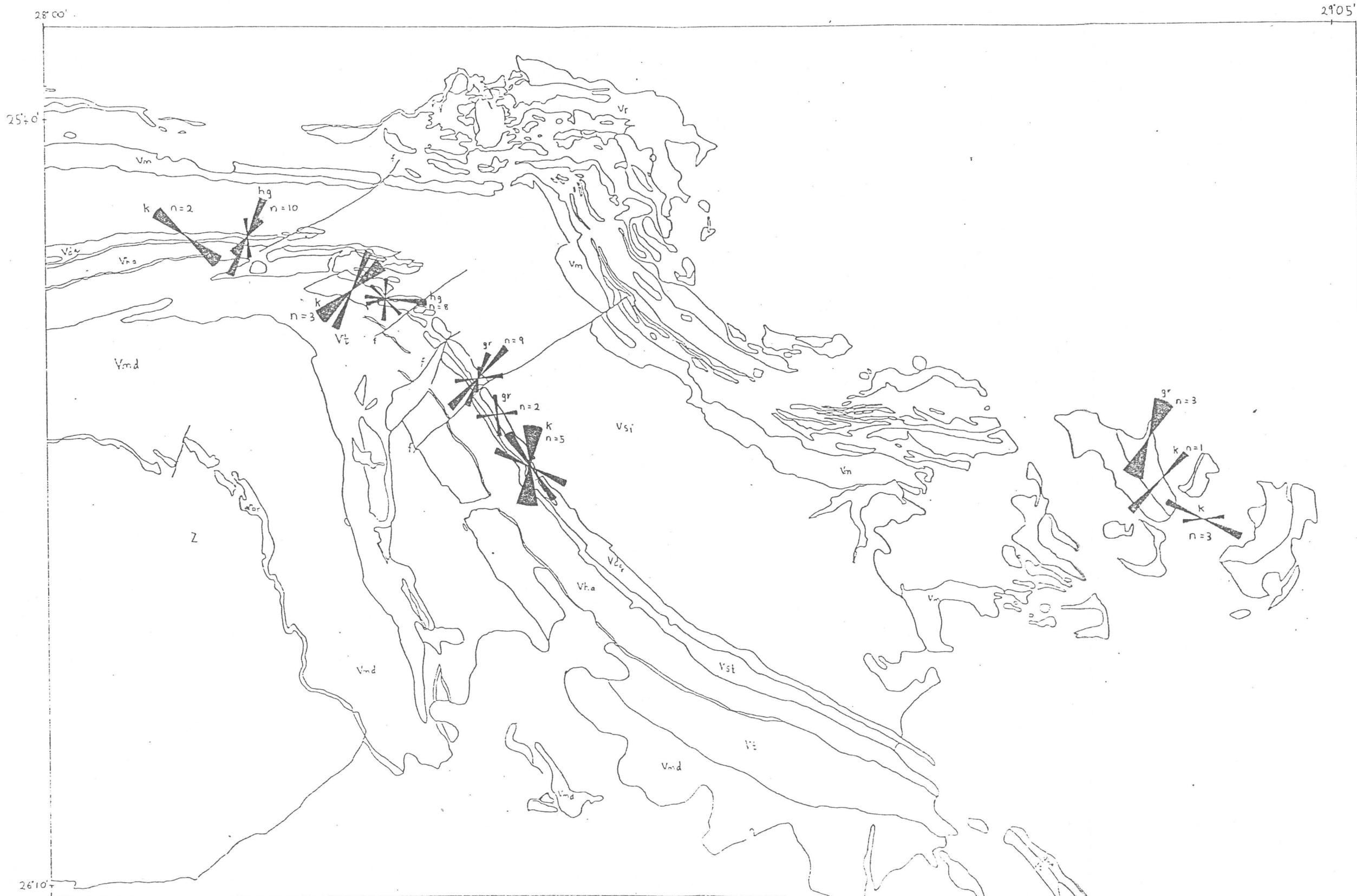


Figuur 7.14 Haringgraatkruislae asook planêre en trogkruislae. Let op na ysteroksied - verryking op voorkantlae; kruisgelaagde sandsteenfasies

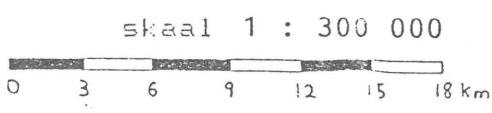


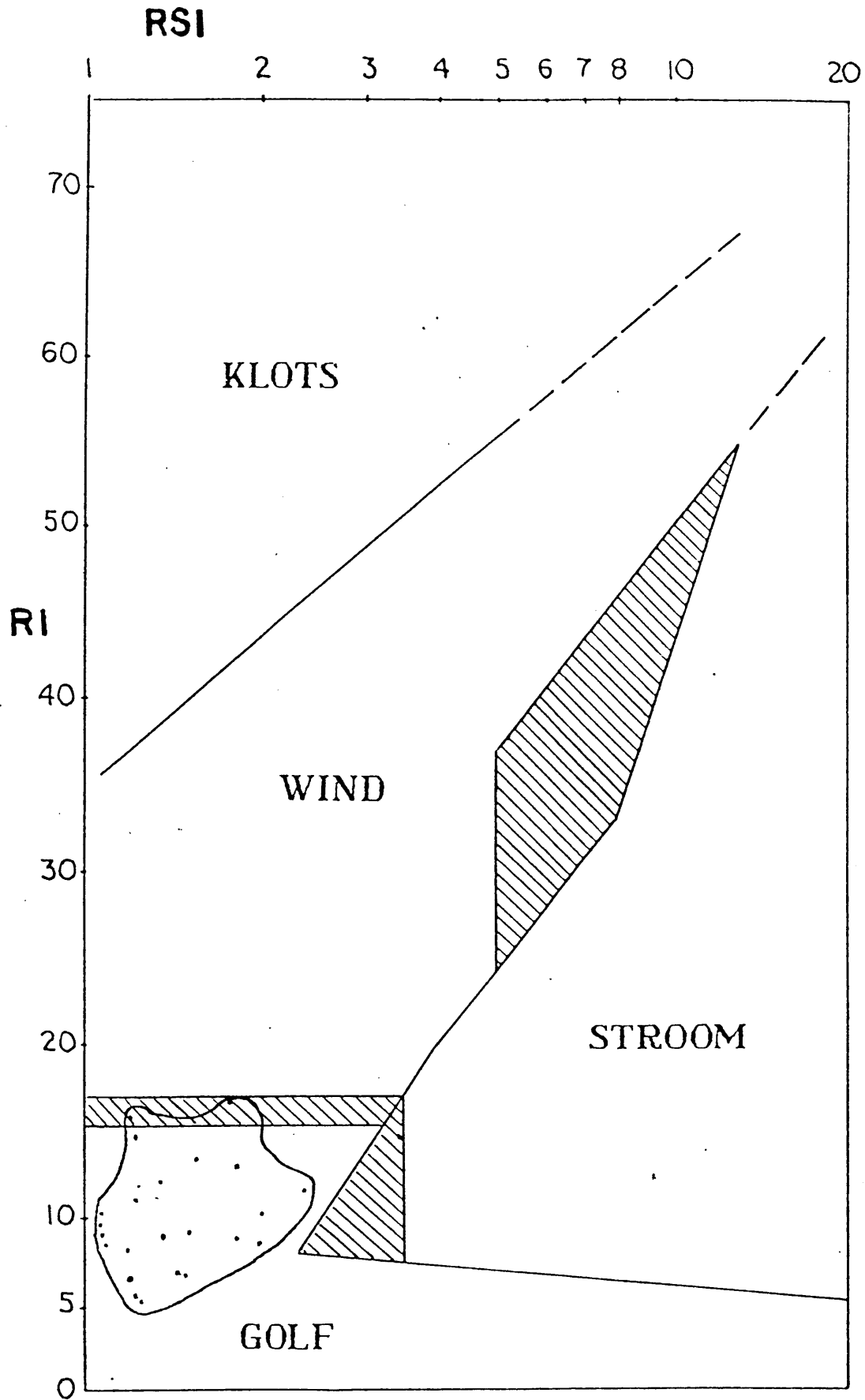
Figuur 7.15 Erosiewe basis van 'n kanaalopvulling wat oor planêre kruislae sny: kruisgelaagde sandsteenfasies





Figuur 7.16 Aanvoerrigtings vanaf haringgraatkruislae en oriëntasies van kanaalopvullings asook riffelmerke  
 hg = haringgraatkruislae  
 k = kanaalopvullings  
 gr = golfriffelmerke  
 vdq = Daspoort Formasie





Figuur 7.17 Riffelindekse  $R_i$  teen  $R_{si}$  vir die Daspoort

Formasie, aangepas volgens Tanner (1967);  $n = 24$

## Hoofstuk 8

### Silverton Formasie

#### Litostratigrafie

Oorheersende koolstofryke kleisteen, met ondergeskikte sliksteen- en sandsteenlense, karakteriseer hierdie formasie. Dun dolomiet- en chertlense sowel as agglomeraat kom lokaal voor (Visser, 1969). In die Wes-Transvaal word nog 'n 150m dik en 13km lank kwarsitiese sandsteenlens aangetref (Engelbrecht, 1986). Hierdie lens word hoofsaaklik deur opwaarts grofwordende horisontaal- sowel as kruisgelaagde sandsteen gekenmerk, en kom in die onderste helfte van die formasie voor. Marmer, wat tot 100m dik mag wees, word in die boonste gedeeltes van die formasie in die Wes-Transvaal aangetref (Engelbrecht, 1986). In die Oos-Transvaal kom kwartsitiese sandsteenlense tussengelaagd in die onderste kleisteenlid voor. Hierdié kleisteen gradeer opwaarts na die middelste Machadodorp Vulkaniese Lid oor. Die Machadodorp Lid bestaan uit basale agglomerate, oorelê deur tuwwe en basalte, wat in die boonste helfte van die lid voorkom en dikwels kussingstrukture vertoon (Button, 1973). In die omgewing van Potgietersrust is stromatolitiese chert- en dolomietlense meer algemeen as kleisteen (Button, 1973). 'n Opwaartse toename in kwarsitiese sandsteenlense met 'n graderende oorgang na die hoërliggende Magaliesberg Formasie is karakteristiek vir die Silverton Formasie en word feitlik orals in die Transvaalkom waargeneem (Button, 1973). Die dikte van die Silverton Formasie neem ooswaarts af vanaf die Wes-Transvaal, waar dit ongeveer 800m dik is (Engelbrecht, 1986), tot by Pretoria, waar dit ongeveer 600m dik is (Visser, 1969). 'n Soortgelyke, weswaartse afname word vanaf Oos-Transvaal waargeneem, waar dit tussen 1000 en 3300m dik is (SAKS, 1980). In die algemeen vorm die Silverton

Formasie 'n saghellende vlakke tussen die rantjies van die onderliggende Daspoort en hoërliggende Magaliesberg Formasies (Figuur 1.3). Vanweë hierdie vlaktes is dit moeilik om goeie dagsome te vind vir die opmeting van vertikale sedimentêre profiele. Die lokaliteit waar die twee gededeeltelike profiele in hierdie studie opgemeet is, word in Figuur 8.1 aangedui.

#### Litofasies

Twee profiele (Figure 8.2 en 8.3) is saamgestel en die volgende drie litofasies kon bepaal word : 'n kleisteen-, 'n sliksteen- en 'n sandsteenfasies. Voorkomste van die kleisteenfasies varieer in dikte van ongeveer 7m tot 38m, die sliksteenfasies van 1.5m tot 34m en die sandsteenfasies van 0.3 tot 4m.

#### Kleisteenfasies

Dit is die dominante fasies en word veral deur die voorkoms van horisontale laminasies gekenmerk (Figure 8.2 en 8.3). Die laagdikte van hierdie laminasies wissel meestal vanaf 2 tot 7mm; slegs in enkele gevalle is lae tot 3cm dik waargeneem. Die steldikte van hierdie laminasies is moeilik te bepaal vanweë die volop naatvlakke wat parallel aan die gelaagdheid is. Steldiktes wat gemeet is, het tussen 5 en 30cm gewissel. Die kleistene is dikwels grys-swart van kleur as gevolg van 'n hoë koolstofinhoud. Dikwels is daar 'n afname in koolstofinhoud met stratigrafiese hoogte. Die kleistene aan die bokant van so 'n sone is dikwels baie koolstofarm, okerbruin van kleur en word meestal weer deur 'n koolstofryke kleisteenlaag gevolg (Figuur 8.4). Daar is dus dikwels siklusse van sones, wat 'n opwaartse koolstofverarming toon.

Kanaalopvullings, wat dikwels deur horisontaal-gelamineerde kleisteen of planêr-kruisgelaagde slikkige kleistene opgevul is, kom lokaal voor. Die breedte van hierdie kanaalopvullings wissel vanaf 3 tot 10m en die dikte oorskry selde 60cm. Kronkelende gelaagdheid sowel as versakkingstrukture is in enkele gevalle



waargeneem. Planêre kruislae is redelik skaars en kom slegs in slikkige kleisteen voor, waar dit 'n steldikte van tussen 6 en 12cm het (Figuur 8.3).

### Sliksteenfasies

Hierdie fasies word gekenmerk deur horisontaal-gelamineerde sliksteen met bykomstige planêre kruislae/laminasies, riffelmerke en lensagtige gelaagdheid. Die sliksteen is meestal okerbruin van kleur en koolstofarm.

Die laagdikte van die horisontale laminasies is meestal tussen 1 en 5mm en die steldikte is meestal kleiner as 22cm. Die steldikte van die meeste planêre kruislae/laminae wissel vanaf 8 tot 40mm, alhoewel steldiktes van 5 tot 15cm ook algemeen voorkom (Figuur 8.5). Riffelmerke is redelik volop in die Silverton Formasie (Figure 8.2 en 8.3). Van hierdie riffels is simmetries (Figuur 8.6), alhoewel die meeste effens asimmetries in profiel is. Lensvormige gelaagdheid met lens-breedtes tussen 5 en 28cm kom algemeen voor. Hulle is meestal afgeplat en langwerpig in vorm (Figuur 8.7), alhoewel enkele 'n feitlik plat bokant en 'n konkawe onderkant het (Figuur 8.8) soos klein kanaalopvullings. Die dikte van hierdie lense wissel van 2 tot 36mm. In enkele gevalle is interne planêre kruislae in die lense waargeneem. Mindere haringgraatkruislaminasies is in die profiel van Figuur 8.2 waargeneem en het 'n steldikte van 1 tot 3cm. Kanaalopvullings is minder algemeen en waar hulle wel voorkom, redelik breed en dun. Die breedte wissel van ongeveer 1 tot 16m en die diktes tussen 5 en 20cm. Opwaarts fyner- sowel as growwerwordende neigings van die sliksteen kom lokaal voor.

### Sandsteenfasies

Hierdie fasies is slegs in een profiel (Figuur 8.2 - in die boonste gedeelte) aangetref en word gekenmerk deur horisontale laag- en lensvorms (Figure 8.9 en 8.10), tussengelaagd met die

vorige twee fasies. Hierdie lense bestaan meestal uit arkosiese wakke, waar die individuele korrels half afgerond tot hoekig is en die sortering oor die algemeen redelik goed is. Die laagdikte van hierdie sandsteenlae is tussen 8 en 17cm en in die meeste gevalle is die lae/lense massief in voorkoms, met lokale planêre kruislae (Figuur 8.10). Die dikte van die lense is redelik konstant en wissel tussen ongeveer 20 en 30cm, alhoewel enkele so dun as 10cm mag wees. Die breedte van hierdie lense wissel tussen 1.5m en tientalle meters. Van hierdie lense het 'n skerp erosionele onderste kontak (Figuur 8.9).

#### Fasiesverhoudings

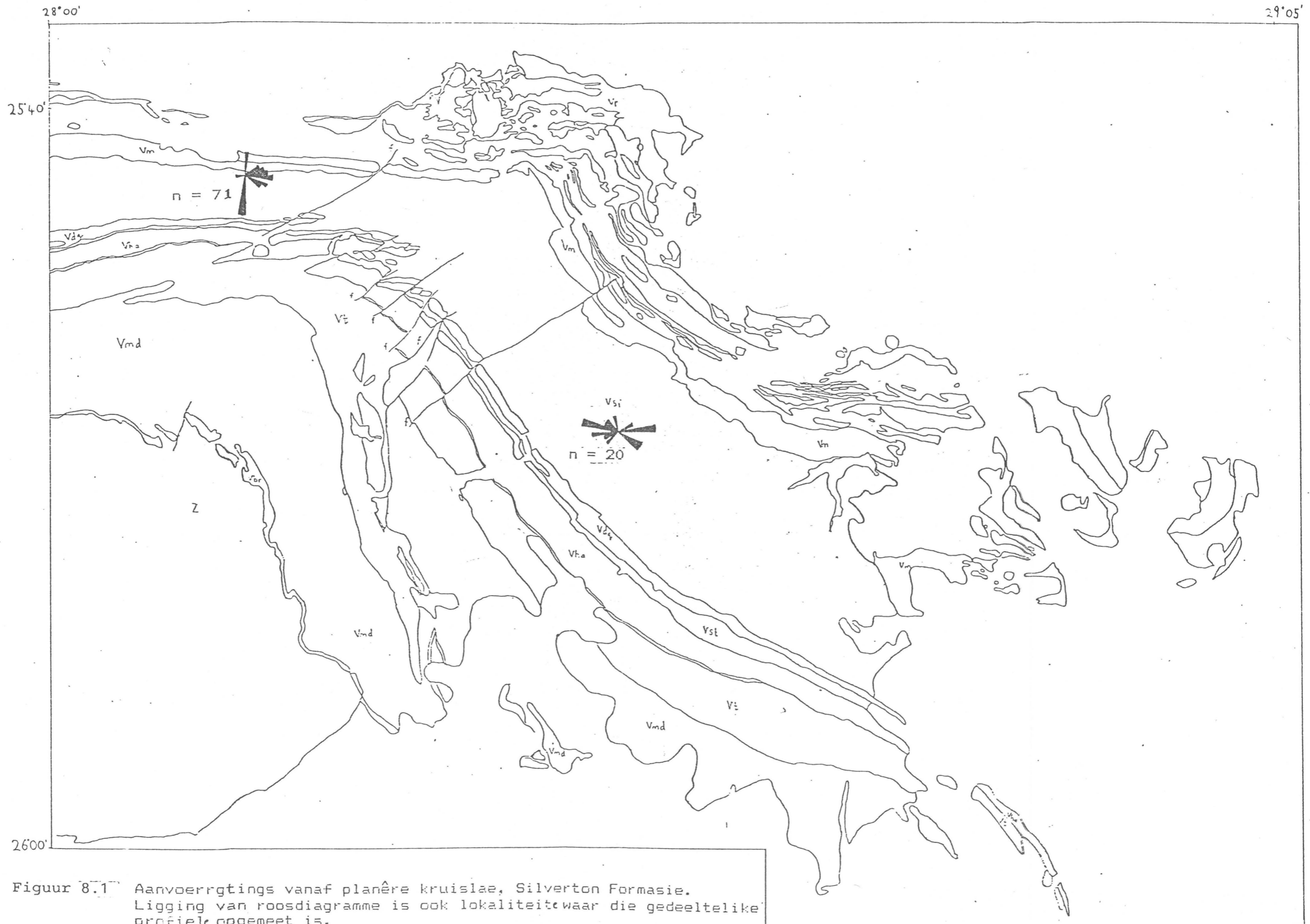
Die kleisteenfasies is die algemeenste fasies in die Silverton Formasie en die sliksteen- en sandsteenfasies kom tussengelaagd voor (Figure 8.9 en 8.10). Daar is geen spesifieke volgorde van die fasies nie, behalwe dat die sandsteenfasies meestal naby die boonste kontak van die Silverton Formasie voorkom (Figuur 8.2). Die skematiese voorstelling van die afwisseling van die litofasies in Figuur 8.2 is egter baie vereenvoudig, soos ook die weergawe van die afwisselende lae/lense van Figuur 8.9. Beskou 'n mens die afwisselende lae/lense van Figuur 8.9 van nader (Figuur 8.12), dan is dit duidelik dat die donker gekleurde lae van Figuur 8.9, eintlik tussengelaagde klei- sliksteenpakette is. Soortgelyk is die oënskynlike dik kleisteen- en sliksteensones van Figuur 8.11 ook weer meer komplekse tussengelaagde opeenvolgings : bv die dik sliksteensones van Figuur 8.11 word in detail in Figuur 8.13 gewys. Daar is dus 2 ordes van tussengelaagdheid teenwoordig : een op 'n groot skaal en een op 'n kleiner skaal. Die sliksteenryke sones van Figuur 8.11 bestaan hoofsaaklik uit dikkerige sliksteenlae met enkele dun koolstofryke moddersteenlae soos in Figuur 8.13. Van ver af kan hierdie dunner kleisteenlagies egter nie gesien word nie en dus ontstaan die meer globale tussengelaagde indruk.

### Paleostroomrigtings

Aanvoerrigtings afgelei van planêre kruislae word in Figuur 8.1 opgesom. Figuur 8.14 is 'n voorstelling van die oriëntasie van die lang as van kanaalopvullings sowel as van die riffelmerke. Die meestal bimodale roosdiagramme van Figuur 8.1 dui op vervoer vanuit die ooste en die weste. Ondergeskikte aanvoerrigtings is vanuit die noorde en die suide. Die oriëntasie van die lang as van die kanaalopvullings (Figuur 8.14) dui op vervoer vanuit 'n noordelike of suidelike rigting. Daarteenoor dui die strekking van die riffelmerke op vervoer van sedimente vanuit die ooste of die weste. Hierdie tendens stem goed ooreen met dié vanaf die planêre kruislae. In 'n enkele voorbeeld is daar ook 'n ondergeskikte strekking wat op vervoer vanuit die suidweste of noordooste dui, in die riffelmerke waargeneem (Figuur 8.14).

### Riffeleienskappe

Simmetriese golf- sowel as asimmetriese windriffelmerke is gevind (Figuur 8.15). Die golflengte van hierdie riffels wissel tussen 1.8 en 45cm en die kruinhoogtes tussen 2 en 53mm. Geen verskil in terme van golflengte kan tussen die verskillende riffelmerke gesien word nie. Die oriëntasie van riffelkruine vir die golf- en die windriffels is naastenby dieselfde (Figuur 8.14). Golfriffels is meer algemeen as windriffels en die verhouding is ongeveer 60 : 40. 'n Enkele moontlike klots-gevormde riffelmerk (Figuur 8.15) is waargeneem. Dié voorkoms is dalk te wyte aan onakkurate meet-metodes, of erosie wat 'n foutiewe kruinhoogtewaarde mag lewer. So 'n foutiewe waarde sal die Ri-waarde aansienlik verhoog.



Figuur 8.1 Aanvoerrigtings vanaf planêre kruislae, Silverton Formasie. Ligging van roosdiagramme is ook lokaliteit waar die gedeeltelike profiel opgemeet is.

Skaal 1: 300 000

vsi = Silverton Formasie



Legende vir die gedeeltelike profiele van die Silverton Formasie

	horisontale lae/laminasies		versakkingstruktuur
	planêre kruislae/laminasies		kronkelende gelaagdheid
	haringgraatkruislae		verskuiwing
	trogkruislae		stromatoliete
	kanaalopvulling		bultjiekruislae
	riffelmerke		plooie (sinsedimentêr)
	dun lense ( < 5cm )		dolomiet
	diabaas		konglomeeraat
	erosionele kontak		puinbedek / geen dagsoom nie
	dik lense ( ≥ 5cm )		kleipilkonglomeeraat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

ks2 kruisgelaagde sandsteenfasies  
sk slijksteenfasies  
ss3 sandsteenfasies

kleist = kleisteen

slikst = slijksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

gr sdst = growwe sandsteen

kongl = konglomeeraat

△ opwaarts fyner-wordend

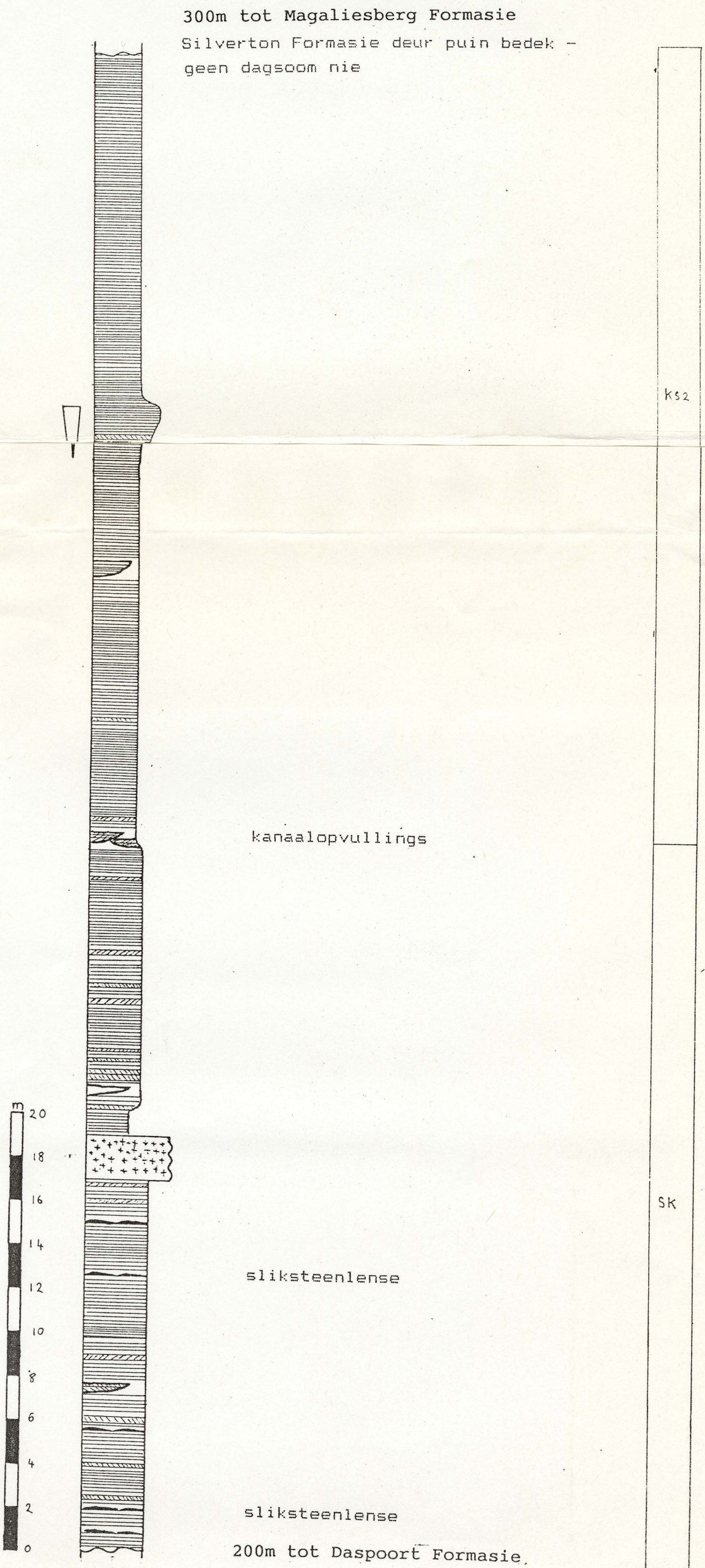
▽ opwaarts growwer-wordend







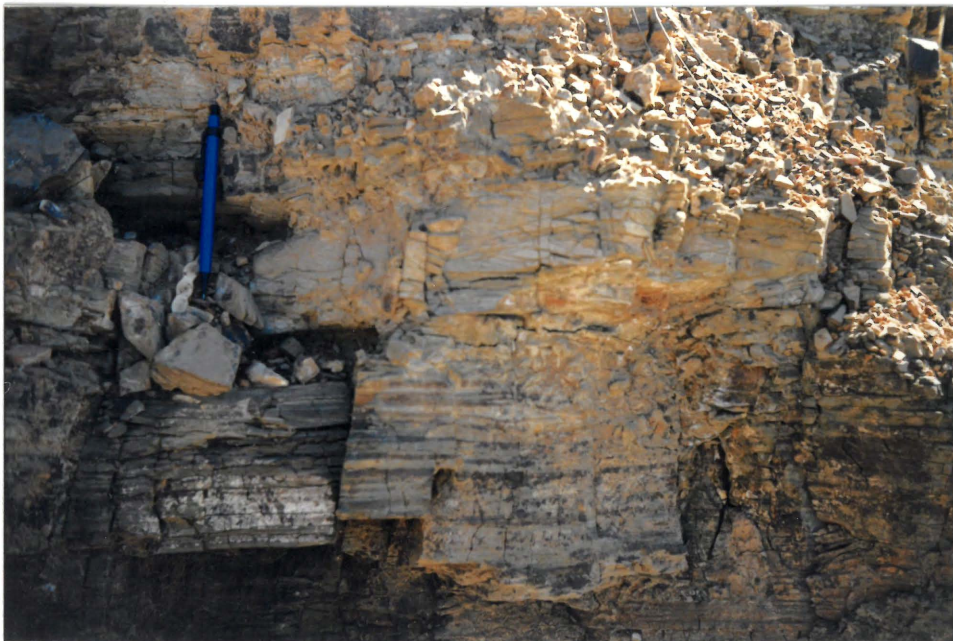
Figuur 8.3 Profiel deur die Siverton Formasie by Boschkop  
( oostelike profiel in Figuur 8.1)







Figuur 8.4 Opwaartse afname in koolstofinhoud, kleisteenfasies.  
Let op begin van tweede koolstofryke sone bo in foto.



Figuur 8.5 Kleinskaalse planêre kruislake (in die middel van die foto), sliksteenfasies.





Figuur 8.6 Simmetriese riffelmerke in die sliksteenfasies.



Figuur 8.7 Lang, dun sliksteenlens (links af van pen) met swak ontwikkelde kruislæe as interne struktuur; sliksteenfasies.



Figuur 8.8 Sliksteenlens met 'n feitlik plat bokant en konkawe onderkant, sliksteen-fasies.



Figuur 8.9 Afwisselende sandsteenlense/lae en tussengelaagde klei- en slikstene. Let op erosiewe onderste kontak van die lense regs in beeld. (skaal is ongeveer 1 : 100)





Figuur 8.10 Sandsteenlens van die sandsteenfasies, met lae hoek planere kruislae as interne struktuur.



Figuur 8.11 Afwisselende kleisteenryke sones ( grys ) en sliksteenryke sones ( okerbruin ); wit maatstok is 2m.

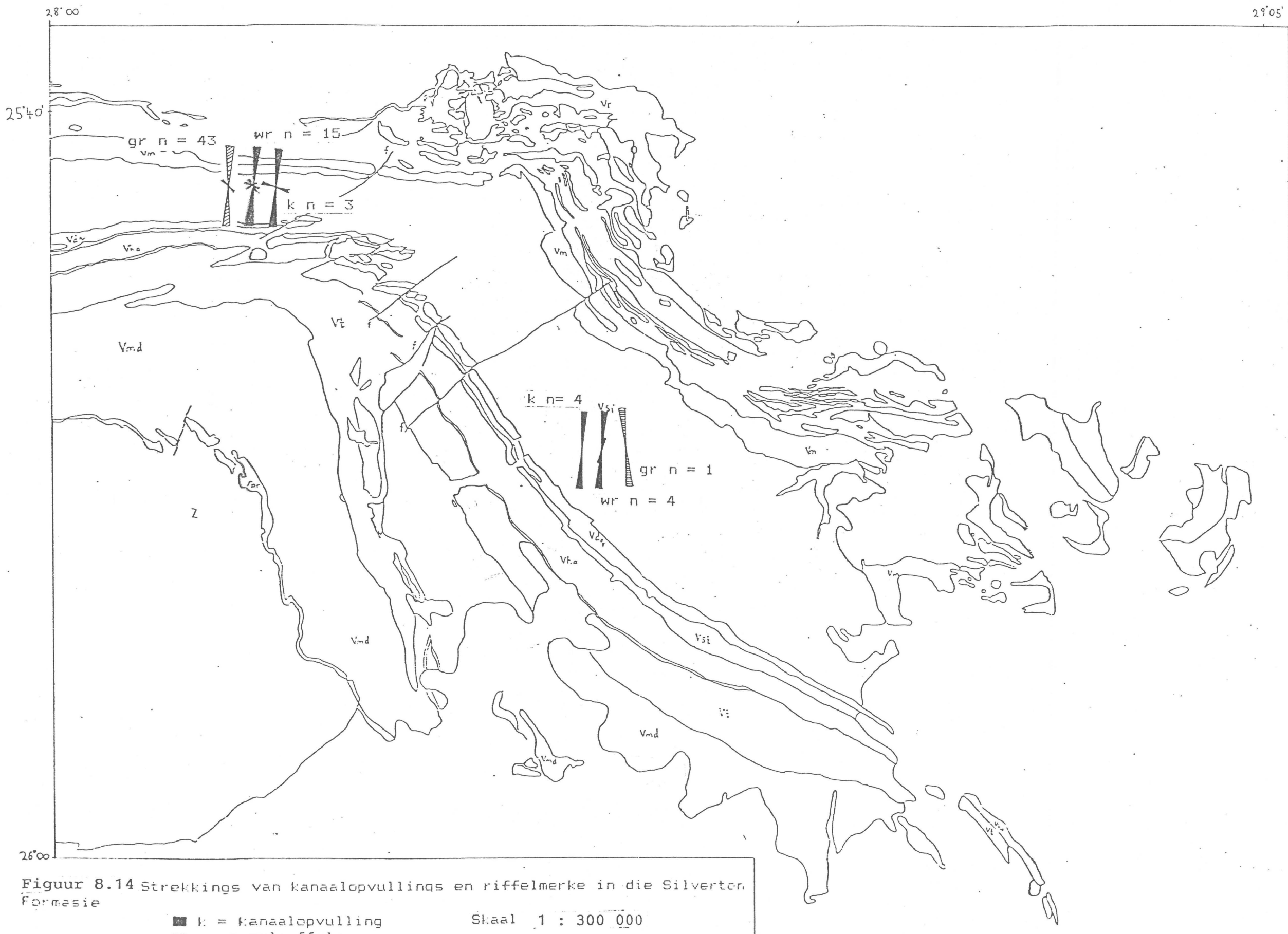




Figuur 8.12 Sandsteenlense met afwisselende, kleisteen- en slijksteensone (\*) bo en onder.



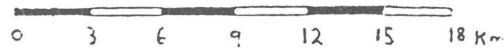
Figuur 8.13 Dominante slijksteenryke sones, met dun tussengelaagde, koolstofryke moddersteen-laminae.

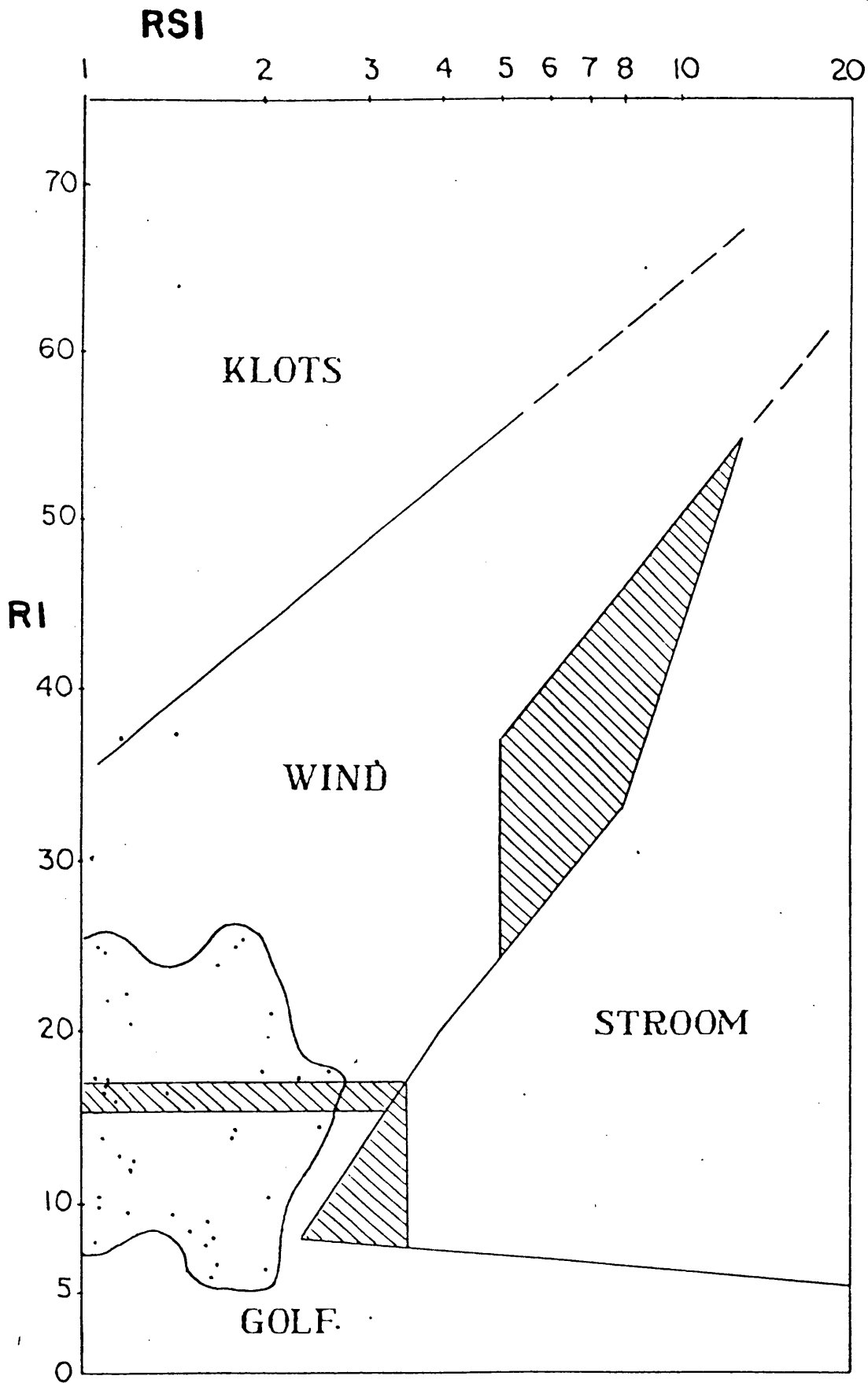


Figuur 8.14 Strekkings van kanaalopvullings en riffelmerke in die Silverton Formasie

- k = kanaalopvulling
- ▨ gr = golriffsels
- wr = windriffsels
- vsi = Silverton Formasie

Skaal 1 : 300 000





Figuur 8.15 Riffelindekse Rsi teen Ri vir die Silverton Formasie, modifiseer volgens Tanner ( 1967 ), ( n = 45 ).

## Hoofstuk 9

### Magaliesberg Formasie

#### Litostratigrafie

'n Sowat 300m dik opeenvolging van kwartsitiese sandsteen met mindere tussengelaagde klei- en sliksteen kenmerk die Magaliesberg Formasie in die studiegebied (Visser, 1969). Weswaarts neem die dikte van die formasie af en die kwartsitiese sandstene is dikwels slegs 15m dik in Wes-Transvaal (SAKS, 1980), terwyl dikker tussengelaagde kleisteen- en dun kalksteenlae weswaarts voorkom (Engelbrecht, 1986; Eriksson *et al.*, 1987). 'n Verdikking vanaf Wes-Transvaal na Botswana, waar dit oor die 300m dik is (Crockett, 1972; Engelbrecht, 1986), vind ook plaas. Ooswaarts van die studiegebied verdik die Magaliesberg Formasie tot 'n maksimum van 500m in die Oos-Transvaal (SAKS, 1980), waar tussengelaagde kleistene die onderste sandstene kenmerk.

Vanweë sy dominante kwartsitiese sandstene vorm die Magaliesberg Formasie 'n duidelike, prominente rand in die studiegebied. In die omgewing van Pretoria is die helling ongeveer 25 tot 30 grade noordwaarts en die rante is redelik hoog (Figuur 9.1). Soos wat verder suidooswaarts beweeg word, raak die helling al hoe kleiner, ongeveer 11 grade, en gevolglik word die dagsome brëer en die heuwels al hoe platter (Figuur 9.2).

#### Litofasies

Altesaam 3 profiele is in die Magaliesberg Formasie opgemeet. Hulle word in Figuur 9.3, 9.4 en 9.5 weergegee, terwyl Figuur 9.6 die lokaliteit van die profiele aandui. Twee litofasies kon vanaf hierdie profiele onderskei word, nl. 'n dominante horisontaal-gelaagde sandsteenfasies en 'n kruisgelaagde sandsteenfasies. Bogenoemde twee strukture kenmerk die ooreenstemmende fasies, maar mag saam met ander strukture ondergeskik in die ander fasies voorkom. Die dikte van die horisontaal-gelaagde sandsteenfasies varieer tussen ongeveer 1m en 28m terwyl dié van die



kruisgelaagde sandsteenfasies tussen 1m en 40m varieer.

#### Horisontaal gelaagde sandsteenfasies

Hierdie fasies word gekenmerk deur die voorkoms van horisontale gelaagdheid/laminasies en riffelmerke, in 'n middelgrowwe tot growwe sandsteen. Bykomstige strukture sluit kanaalopvullings, planêre kruislae en trogkruislae in.

Die dikte van die horisontale lae wissel aansienlik en mag enigiets tussen 2 en 15cm wees, alhoewel lae van ongeveer 7 - 10cm dikte die volopste is. In enkele gevalle is horisontale lae met 'n dikte van ongeveer 3.5m waargeneem. Dit mag dalk die gevolg van herkristallasie en verwerking wees, wat interne strukture verwoes of onsigbaar gemaak het, of dalk 'n oorspronklike dik laag voorstel. In enkele gevalle is 'n laagdikte van 2 - 5mm gevind. Naas horisontale lae/laminasies is riffelmerke die mees algemene struktuur in hierdie fasies. Hulle is asimmetries in profiel met 'n kronkelende of reguit kruin (Figuur 9.7). Dikwels word verskillende oriëntasies van riffelkruine op een laagvlak aangetref (Figuur 9.8). Kanaalopvullings met 'n breedte van 4 tot 14m en 'n diepte van 30cm tot 70cm kom lokaal voor. Hulle is meestal deur dieselfde middelgrowwe tot growwe sandsteen as in die res van die fasies opgevolg. Die onderste kontak is meestal baie skerp en erosief (Figuur 9.9). Interferensieriffelmerke en kleinskaalse trogkruislae, met 'n steldikte van 3 - 5cm en 'n breedte van 30 tot 150cm, kom sporadies voor (Figure 9.3 en 9.4).

#### Kruisgelaagde sandsteenfasies

Planêre kruislae met ondergeskikte voorkoms van trog- en visgraatkruislae, in 'n middelgrowwe tot growwe sandsteen, kenmerk hierdie fasies. Hierdie sandstene is litiese areniete, waar die rotsfragmente meestal uit chertkorrels bestaan. Die korrels is meestal goed gesorteer en redelik goed afgerond. Net soos in die vorige fasies word enkele kanaalopvullings en volop riffelmerke aangetref. Die steldikte van die planêre kruislae wissel tussen 5cm en 70cm, alhoewel dit selde kleiner as 12cm is.

Die hoek van die hellende kruislae met die begrensende oppervlakte is redelik klein en wissel meestal tussen 11 en 20 grade (Figure 9.10 en 9.11). Trogkruislae, met 'n breedte van 0.4m - 1m en 'n steldikte van 5cm tot 15cm, kom algemeen voor (Figuur 9.12). Hulle sny dikwels oor mekaar (Figuur 9.13), of word selfs deur planêre kruislae afgesny.

Haringgraatkruislae, met 'n steldikte van 7cm - 30cm, kom sporadies voor. Kanaalopvullings, met 'n breedte van 1m tot 12m en 'n ooreenstemmende dikte van 12cm - 40cm, is waargeneem. Hulle is meestal massief en word selde deur horisontaal- of kruisgelaagde sandsteen gevul. In 'n enkele geval is 'n massiewe kanaalopvulling van 30m - 40m breedte en 2m dikte gevind. Interferensieriffelmerke, sowel as asimmetriese riffelmerke, is redelik algemeen. Hulle eienskappe stem ooreen met dié van die riffelmerke wat in die vorige fasies beskryf is. Kronkelende gelaagdheid en erosionele kontakte kom lokaal voor. Ook modderkrake, eerste sowel as tweede orde (Figuur 9.14), is op 'n los blok in hierdie fasies gevind. 'n Verskuiwingsbreksie, met klaste van ongeveer 8cm - 10cm grootte, is in die profiel van Figuur 9.4 opgemerk.

#### Litofasiesverhoudings

Die profiel in Figuur 9.4 is die mees volledigste van die opgemete profiele. In hierdie profiel word die onderste gedeelte deur horisontale en die boonste gedeeltes deur die kruisgelaagde sandsteenfasies gekenmerk. Hierdie volgorde word egter nie in die ander twee profiele waargeneem nie. Dit blyk dus dat daar geen algemene volgorde van die litofasies bestaan nie; so kom die twee fasies in die onderste helfte van Figuur 9.3 en in Figuur 9.5 tussengelaagd met mekaar voor. Vanweë hierdie afwisselende voorkoms van die fasies is dit ook nie moontlik om 'n uitspraak oor die laterale verhoudings van die litofasies te gee nie.

#### Riffeleienskappe

Altesaam 215 riffels is opgemeet, die indekse bereken en in Figuur 9.15 teen mekaar geteken. Hiervolgens blyk dit dat die

meeste riffelmerke in die Magaliesberg Formasie golfriffels is en slegs 'n klein persentasie (ongeveer 2 persent) is stroo-riffels (Figuur 9.15). Punte in die windriffelveld verteenwoordig moontlik nie wind-gevormde riffelmerke nie, maar inderwaarheid golfriffels. Die rede hiervoor is dat verweerde riffels met verlaagde kruinhoogtes, wat tipies is van die gepreserveerde riffelmerke in die Magaliesberg Formasie, ook opgemeet is. Sodoende word 'n hoër Ri indeks verkry wat tot foutiewe gevolgtrekkings mag lei. Die punte wat in die windriffelveld stip, verteenwoordig sulke verweerde riffels. Plat-top riffelmerke, wat in die kruisgelaagde sandsteenfasies gevind is, kan ook tot 'n foutiewe interpretasie lei. Slegs in 'n enkele geval is klein, vermoedelik wind-gevormde riffels, wat op golfriffels voorkom en waarvan die strekking loodreg op dié van die golfriffels is, waargeneem. 'n Presiese uitspraak is nie oor hierdie klein riffels moontlik nie, aangesien die kruinhoogte kleiner as 2mm is en dit moeilik is om dit akuraat te meet. Die erge verwering van baie van die Magaliesberg Formasie se riffels (teenoor ander formasies) hou miskien verband met hulle voorkoms in 'n redelike hoë, blootgestelde heuwelreeks.

#### Paleostroomrigtings

Die aanvoerrigtings afgelei van planêre kruislae word in Figuur 9.6 opgesom, en die aanvoerrigtings en strekkings vanaf ander sedimentêre strukture in Figuur 9.16.

Die roosdiagramme vir die planêre kruislae is baie koersvas, na die suide, met soms 'n swak bimodale komponent na die noorde (Figuur 9.6). Behalwe vir die dominante aanvoerrigting na die suide is daar ook 'n ondergeskikte komponent na die ooste - suidooste. Die aanvoerrigtings vanaf die trogkruislae (Figuur 9.16) dui meestal op 'n teenoorgestelde vloei van water as vir die planêre kruislae, nl in 'n noordelike rigting. Ondergeskik hieraan is suidelike asook noordwestelike tendense (Figuur 9.16). Aanvoerrigtings vanaf haringgraatkruislae dui op vloei van water na die noordweste sowel as na die suidooste. Ondergeskikte aanvoerrigtings is N-S en NO-SW. Met die uitsondering van een roosdiagram, is die strekking van kanaalopvullings in 'n N-S

rigting. Die uitsondering is die mees westelike roosdiagram, waar die dominante aanvoerrigting na die ooste of weste is met 'n swakker noord-suid komponent. Behalwe vir die twee mees oostelike roosdiagramme vir die golfriffels, is hulle strekkings in 'n N-S oriëntasie. In teenstelling hiermeë toon die twee mees oostelike roosdiagramme 'n SO-NW oriëntasie.

Samevattend dui die aanvoerrigtings vanaf die verskillende sedimentêre strukture op vloei van water in 'n noordelike tot suidelike, asook in 'n oostelike tot westelike rigting.





Figuur 9.1 Steil helling in die Magaliesberg Formasie na die noorde ( regs in beeld ) by Pienaarspoort.  
Skaal : 1cm is ongeveer 25m



Figuur 9.2 Lae: noordelike helling van die Magaliesberg Formasie, sowat 30km oos van Pretoria.

Legende vir die profiele van die Magaliesberg Formasie

	horisontale lae/laminasies		versakkingstruktuur
	planêre kruislae/laminasies		kronkelende gelaagdheid
	haringgraatkruislae		verskuiwing
	trogkruislae		stromatoliëte
	kanaalopvulling		bultjiekruislae
	riffelmerke		plooie (sinsedimentêr)
	dun lense ( < 5cm )		dolomiet
	diabaas		konglomeeraat
	erosionele kontak		puinbedek / geen dagsoom nie
	dik lense ( ≥ 5cm )		kleipilkonglomeeraat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

hss2 horisontaal gelaagde sandsteenfasies  
kss2 kruisgelaagde sandsteefasies

kleist = kleisteen

slikst = sliksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

gr sdst = growwe sandsteen

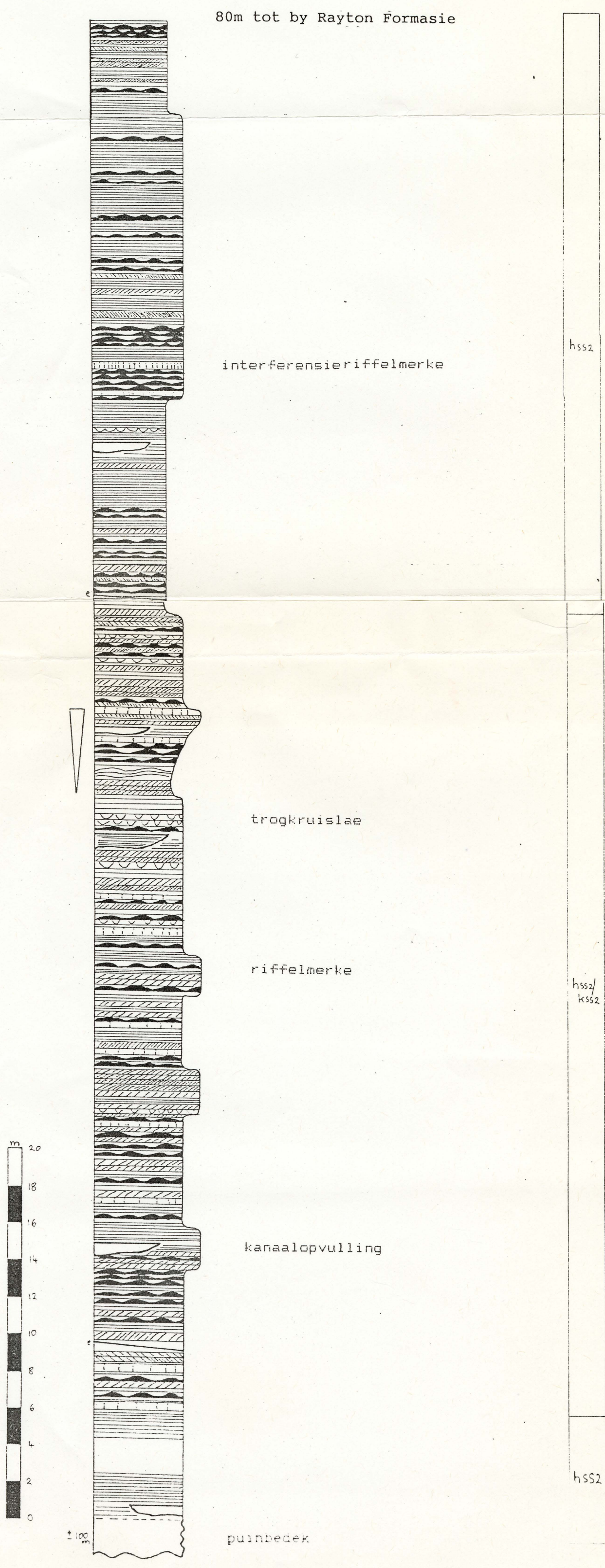
kongl = konglomeeraat

△ opwaarts fyner-wordend

▽ opwaarts growwer-wordend

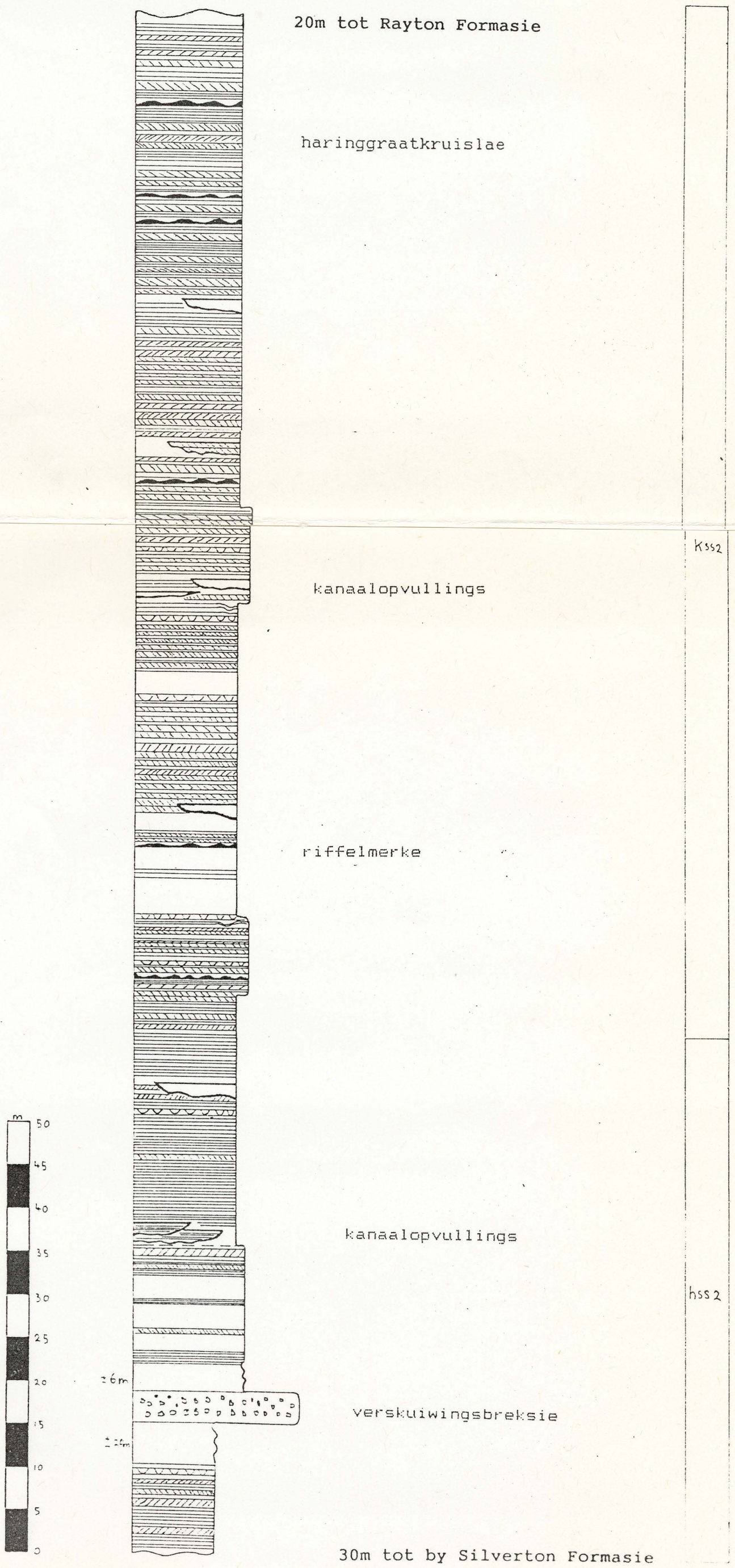


Figuur 9.3 Profiel deur die Magaliesberg Formasie by Wonderboom ( sien Figuur 9.6 vir ligging )



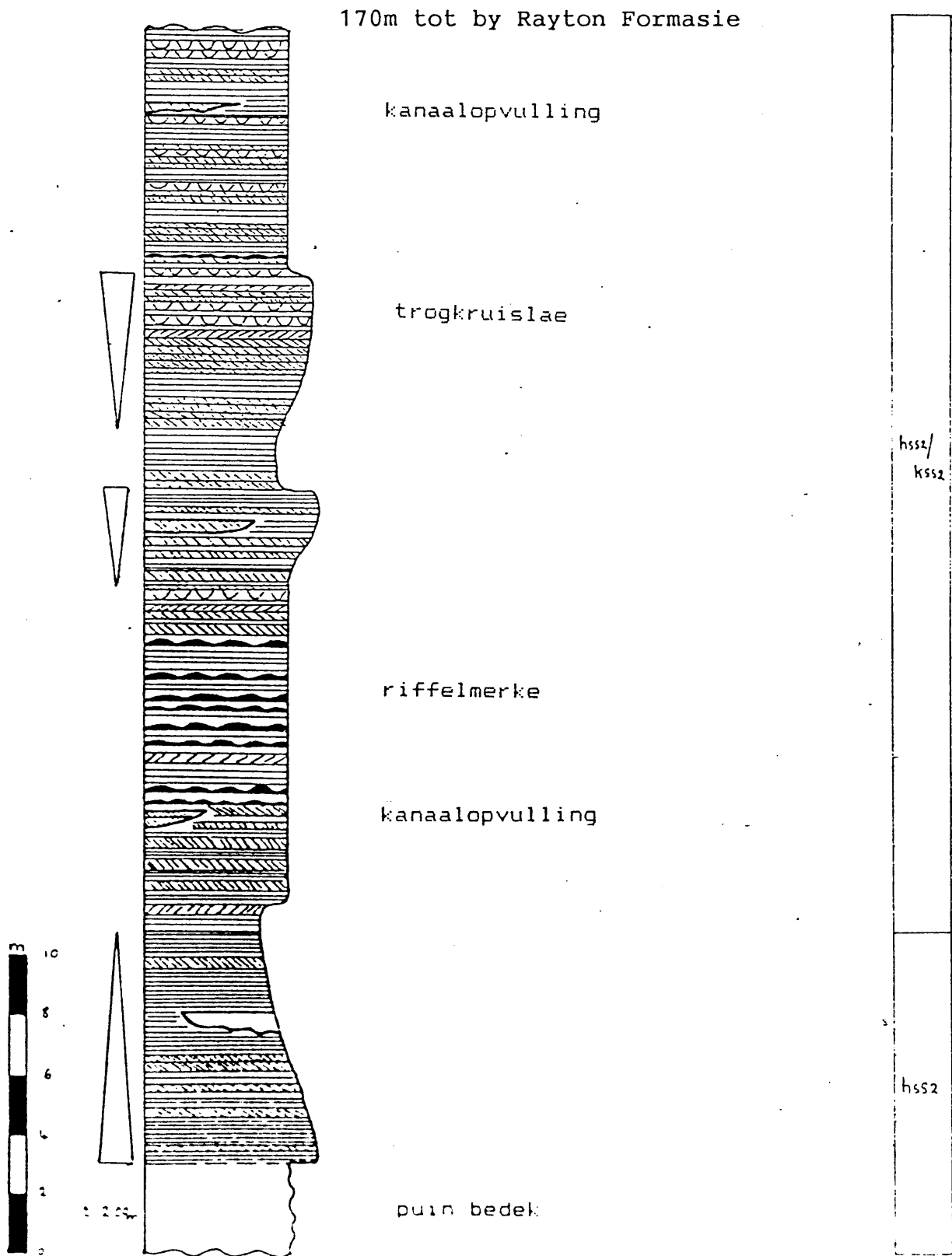


Figuur 9.4 Profiel deur die Magaliesberg Formasie by Piensaarspoort  
( sien Figuur 9.6 vir ligging )

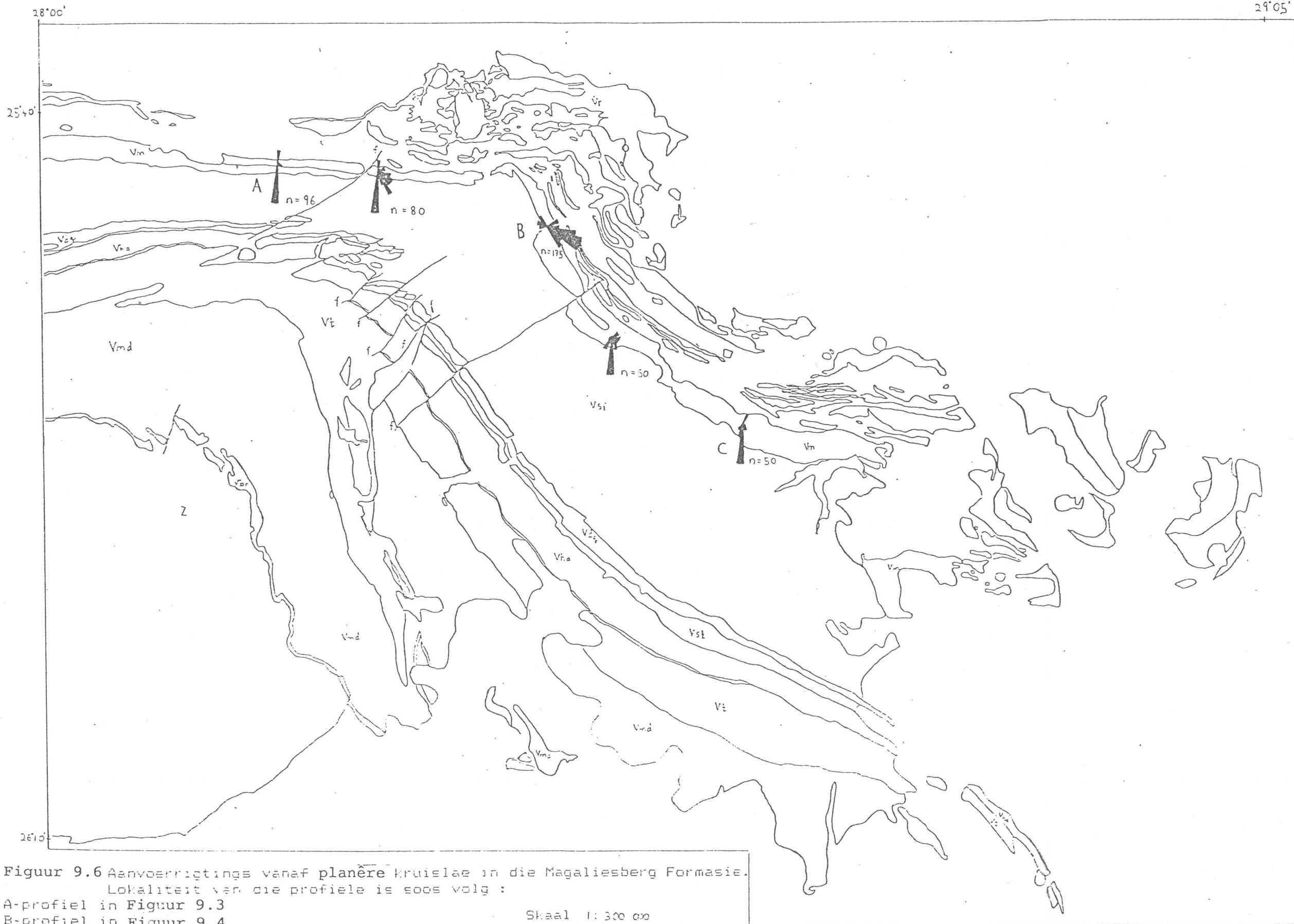




Figuur 9.5 Profiel deur die Magaliesberg Formasie by Vaalbant  
( sien Figuur 9.6 vir ligging )



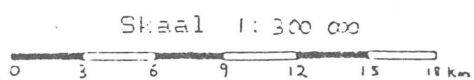
10101  
 11101  
 12101  
 13101  
 14101  
 15101  
 16101  
 17101  
 18101  
 19101  
 20101  
 21101  
 22101  
 23101  
 24101  
 25101  
 26101  
 27101  
 28101  
 29101  
 30101  
 31101  
 32101  
 33101  
 34101  
 35101  
 36101  
 37101  
 38101  
 39101  
 40101  
 41101  
 42101  
 43101  
 44101  
 45101  
 46101  
 47101  
 48101  
 49101  
 50101  
 51101  
 52101  
 53101  
 54101  
 55101  
 56101  
 57101  
 58101  
 59101  
 60101  
 61101  
 62101  
 63101  
 64101  
 65101  
 66101  
 67101  
 68101  
 69101  
 70101  
 71101  
 72101  
 73101  
 74101  
 75101  
 76101  
 77101  
 78101  
 79101  
 80101  
 81101  
 82101  
 83101  
 84101  
 85101  
 86101  
 87101  
 88101  
 89101  
 90101  
 91101  
 92101  
 93101  
 94101  
 95101  
 96101  
 97101  
 98101  
 99101  
 100101



Figuur 9.6 Aanvoerrigtings vanaf planêre kruislae in die Magaliesberg Formasie.  
 Lokaliteit van die profiele is soos volg :

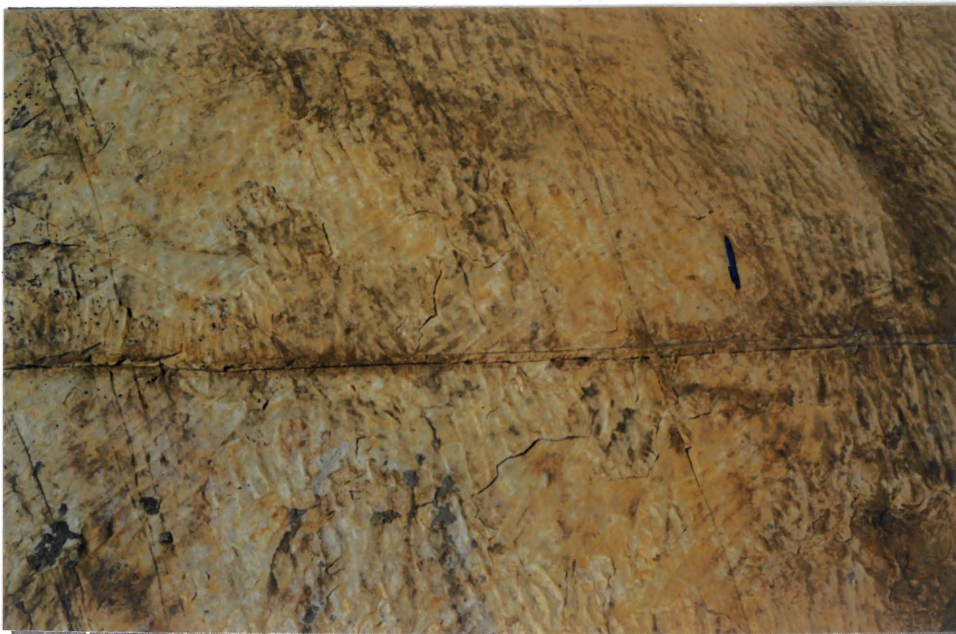
- A-profiel in Figuur 9.3
- B-profiel in Figuur 9.4
- C-profiel in Figuur 9.5

vm = Magaliesberg Formasie





Figuur 9.7 Reguit en kronkelende kruine van riffelmerke, horisontaal-gelaagde sandsteenfasies.



Figuur 9.8 Variasie in strekking van riffelkruine, horisontaal-gelaagde sandsteenfasies.





Figuur 9.9 Erosiewe kontak van 'n kanaalopvulling, horisontaal-gelaagde sandsteenfasies.



Figuur 9.10 Lae hoek planêre kruislae, kruisgelaagde sandsteenfasies.

laagvlak





Figuur 9.11 Planere kruislae, kruisgelaagde sandsteen-fasies. Let op na die tangensiale aansluiting, en lae hoeke met grensende oppervlakke.



Figuur 9.12 Trogkruislae, kruisgelaagde sandsteen-fasies. Die swart pyl dui die aanvoerrigting aan.

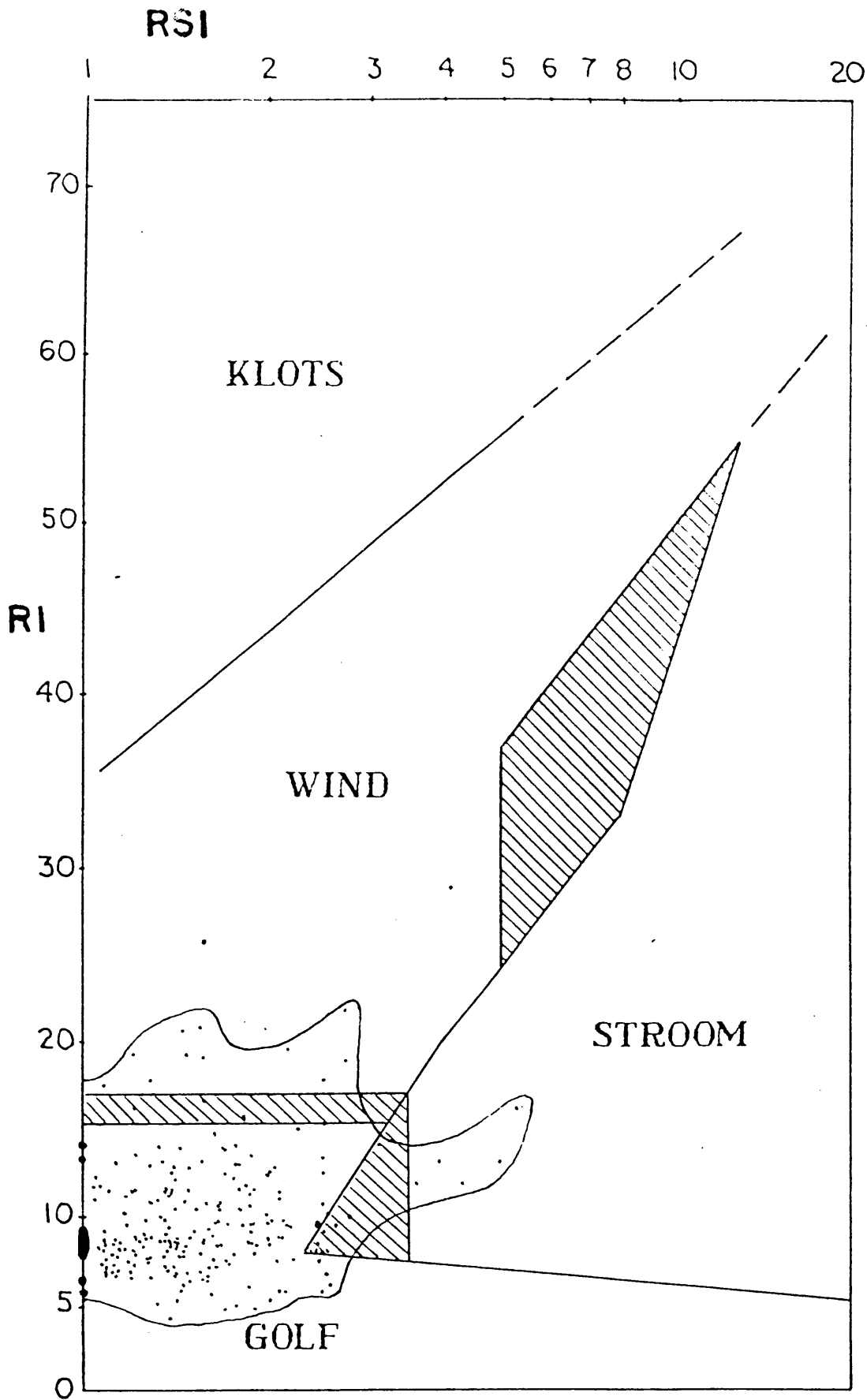




**Figuur 9.13** Klein skaalse trogkruislaas wat oormekaar sny, kruisgelaagde sandsteenfasies.



**Figuur 9.14** uitdrogingskrake, eerste en tweede orde, in die kruisgelaagde sandsteenfasies.



Figuur 9.15 Riffelindekse Rsi teen Ri vir die Magaliesberg Formasie, aangepas volgens Tanner ( 1967 ). ( n = 215 )





## Hoofstuk 10

### Rayton Formasie

#### Litostratigrafie

'n Vinnige afwisseling van verskeie gesteentetipes, soos bv modderstene, kalkstene en sandstene, is karakteristiek van die Rayton Formasie in die studiegebied (Coertze, 1961). In Oos-Transvaal kom altesaam 5 formasies voor wat met die Rayton Formasie gekoreleer word, nl die Vermont (onder), Lakenvlei, Nederhorst, Steenkampsberg en die Houtenbek (bo) Formasies (SAKS, 1980). In Wes-Transvaal word geen een van die bogenoemde 5 formasies aangetref nie (Engelbrecht, 1986). Volgens Key (1983) en Gould et al. (1987), word die ongeveer 1200m dik Woodlands Formasie van Oos-Botswana met die Rayton Formasie gekoreleer. Dit is moontlik dat swak dagsome van die Woodlands Formasie wel ook in Wes-Transvaal voorkom (R.N. Crockett, 1989, pers. medeling).

In die studiegebied bestaan die Rayton Formasie meestal uit dominante kwartsitiese sandsteendagsome, met volop diabaasplate tussenin. Vanweë hierdie intrusies is dit nie moontlik om die Rayton-opeenvolging in verskillende onderverdelings in te deel nie, soos wat die geval in Oos-Transvaal is. Daar word die vyf gekorreleerde formasies deur die voorkoms van die volgende gesteente tipes gekenmerk: die Vermont Formasie bestaan hoofsaaklik uit horingfels met mindere sandstene en dolomiete; die Lakenvalei Formasie uit dominante kwartsitiese sandstene; die Nederhorst Formasie uit arkoses; die Steenkampsberg Formasie uit sand- en modderstene, en die Houtenbek Formasie uit kalkstene, horingfels en sandstene (SAKS, 1980). Die algehele dikte van hierdie 5 formasies is ongeveer 2100m (SAKS, 1980), terwyl dié van die Rayton Formasie in die studiegebied op 1200m beraam word (SAKS, 1980). Basalte van die Dullstroom Formasie ooreël in Oos-Transvaal die 5 na-Magaliesberg formasies, maar in die studiegebied kom slegs 'n dun andesitiese laag feitlik bo aan die

Rayton Formasie voor. Die dikte van die Rayton Formasie in die studiegebied word in hierdie studie op ongeveer 600m geskat. Alhoewel dit nie moontlik is om die Rayton- opeenvolging soos in die Oos-Transvaal te verdeel nie, kan wel 2 lede in die studiegebied uitgeken word. Hulle is die Baviaanspoort Lid, wat naby die basis van die formasie geleë is en die Beynestpoort Lid, wat die boonste gedeelte van die formasie uitmaak. Die Baviaanspoort Lid bestaan hoofsaaklik uit sandstene met ondergeskikte kalkstene en kleistene en die Beynestpoort Lid uit sandstene en 'n dun lawalaag (SAKS, 1980). Figuur 10.1 toon die tipe dagsoom in die studiegebied. Let veral op na die vlaktes tussen die dagsome, wat óf diabaasintrusies óf jonger alluviale afsettings is.

#### Litofasies

Twee saamgestelde profiele is in die studiegebied opgestel (Figure 10.2 en 10.3). Die lyne waarlangs hierdie profiele opgemeet is, word in Figuur 10.4 weergegee. Vir 'n verdere verwysing sal na die profiel in Figuur 10.2, as die westelike en na die profiel in Figuur 10.3 as die oostelike profiel verwys word.

Op die profiele kan 5 sedimentêre litofasies onderskei word, asook 'n bykans 8m dik lawalaag. Die volgende fasies is geïdentifiseer : 'n sandsteenfasies, kleisteenfasies, 'n rolsteendraende sandsteenfasies, 'n konglomeraatfasies en 'n kalksteenfasies. As gevolg van die talle diabaasintrusies en jonger alluviale afsettings tussen die dagsome, is dit nie moontlik om 'n volledige, kontinue profiel deur die Rayton Formasie te teken nie. Die profiele bestaan uit kleiner onafhanklike profiele, wat dikwels deur diabaasplate van mekaar geskei word. Die gapings wat op die profiele in Figure 10.2 en 10.3 aangedui word, verteenwoordig hierdie diabaasplate en jonger bedekking, wat tussen die dagsome voorkom. Die dikte van die plate wissel tussen 20 en 200m. Vanweë die swak gehalte van die dagsome, is dit moeilik om 'n akkurate weerspieëling van die werklike diktes van hierdie fasies te gee en die volgende is dus



slegs benaderings van die werklike diktes. Die sandsteenfasies is die mees dominante fasies, en varieer in dikte van ongeveer 20m - 62m (Figure 10.2 en 10.3). Diktes van die ander litofasies is soos volg : die kleisteenfasies is ongeveer 50m dik, die konglomeraatfasies meestal 0.5m, die rolsteendraende sandsteenfasies varieer in dikte van 1m tot 'n maksimum van 6m terwyl die kalksteenfasies, wat in die profiel van Figuur 10.3 weergegee is, ongeveer 33m dik is. Voorkomste, van die kalksteenfasies wat slegs 'n paar sentimeters dik is, word onder andere deur van Biljon (1949) beskryf, maar hulle is nie tydens hierdie ondersoek in die veld gevind nie.

### Sandsteenfasies

Hierdie fasies bestaan hoofsaaklik uit afwisselende planêr-kruisgelaagde en horisontaal-gelaagde/gelamineerde sandsteen. Op- en afwaartsgraderende veranderinge in korrelgrootte is volop (Figure 10.2 en 10.3). Die gesteentetipe wissel dus meestal van 'n fynkorrelrige tot grofkorrelrige sandsteen. Hierdie sandstene is petrografies gesproke arkoses met gemiddeld 58% kwarts, 36% veldspaat en 6% rotsfragmente (n = 4). In die growwer arkoses is die sortering meestal baie sleg, alhoewel die afronding baie goed is, terwyl in die subarkoses die sortering oor die algemeen van swak tot goed wissel en die afronding redelik goed is. Klei- en slijksteenlae is minder algemeen teenwoordig. Die dikte van hierdie lae wissel vanaf 0.5m tot 3m (Figuur 10.3).

Ander strukture, behalwe die dominante planêre kruisgelaagdheid en horisontale gelaagdheid/laminasies, sluit trogkruislae, kanaalopvullings, lensvormige gelaagdheid, erosionele kontakte, haringgraatkruislae, riffelmerke, modderkrake, adhesieriffelmerke en interferensieriffels in. Kronkelende gelaagdheid is ook in enkele gevalle waargeneem (Figuur 10.2), sowel as konkresies (Figuur 10.5). Planêre kruisgelaagdheid en horisontale gelaagdheid/laminasies kom ongeveer ewe volop voor. Die steldikte van hierdie kruislae wissel aansienlik en mag enigiets tussen 2cm en 80cm (Figuur 10.6) bedra. Die aansluiting is soms tangensiaal (Figuur 10.6), en soms skerp en erosief (Figuur 10.7). Die hoek

van die voorkant van die kruislae met die begrensende oppervlak, is meestal redelik laag, ongeveer 8 tot 12 grade, alhoewel kruislae waar die hoek tussen 17 en 20 grade is, ook redelik volop is. Die individuele lae van die horisontale gelaagdheid wissel meestal in dikte van ongeveer 2mm tot soveel as 20mm en is in uitsonderlike gevalle tot 10cm dik. Waar die laagdikte redelik groot is, is die korrels dikwels tussen 2mm - 4mm in deursnee, maw. in baie growwe, horisontaal gelaagde sandstene is die laagdikte redelik groot. In die meeste sandstene is die laagdikte egter ongeveer 5mm en die steldikte heelwat groter, so tussen 1m en 2m. Trogkruislae is redelik algemeen in die Rayton Formasie. Hulle breedte varieer van ongeveer 2m tot 12m (Figuur 10.8), terwyl die diepte tussen 0.2m en 1m varieer. Hulle is ook dikwels geassosieer met middelgrof tot growwe sandsteen, alhoewel in sommige gevalle die trogkruisgelaagde sandsteen redelik fynkorrelrig is.

Kanaalopvullings (Figure 10.9 en 10.10) is redelik volop in die studiegebied. Hulle breedte oorskry selde 8m en hulle dikte wissel meestal ongeveer tussen 10cm en 80cm. Die kanaalopvullings bestaan meestal uit dieselfde materiaal as waarin dit ingesny het en in die meeste gevalle kom horisontale laminasies as interne struktuur voor. Hierdie opvullings bestaan dikwels uit subarkoses (85% kwarts, 12% veldspaat en 3% rotsfragmente), wat swak sortering en swak afronding van korrels toon. Slegs in enkele gevalle is planêre kruisgelaagdheid as interne struktuur teenwoordig. Breë, dun lensvormige gelaagdheid in fynkorrelrige sandsteen kom sporadies voor. Die lengte van dié lense wissel van 1.5m tot 6m en is oor die algemeen redelik dun, so tussen 6cm en 15cm. Dikwels kom riffelmerke bo-op hierdie lense voor (Figuur 10.11) ;in enkele gevalle is planêre kruisgelaagdheid as interne struktuur waargeneem (Figuur 10.12), of is interferensieriffels bo op die lense gevind (Figuur 10.3). In die meeste gevalle is hierdie lense egter massief. Haringgraatkruislae kom minder algemeen in die sandsteen fasies voor as planêre kruislae. Die steldikte van die haringgraatkruislae wissel van ongeveer 12cm tot 45cm, maar is in die meeste gevalle ongeveer 20cm (Figuur 10.13).

In sommige gevalle, soos in Figuur (10.12), is dit moeilik om die presiese oriëntasie van die individuele kruislae te bepaal. Sulke kruislae skep dan die indruk van haringgraatkruislae, maar dit is twyfelagtig of dit presies so vertolk moet word. Verskeie soorte riffelmerke, soos interferensieriffels en adhesieriffelmerke is waargeneem. Hulle voorkoms is sporadies, alhoewel hulle redelik volop is in die onderste gedeelte van die oostelike profiel (Figuur 10.3). Die enigste modderkrake wat in die studiegebied waargeneem is, word in dieselfde sone (Figuur 10.3) aangetref, waar die riffelmerke ook redelik volop is. Kronkelende gelaagdheid is ook in 'n enkele geval in hierdie fasies waargeneem (Figuur 10.3). Erosionele oppervlakke kom sporadies in die oostelike (Figuur 10.3) sowel as in die westelike profiel (Figuur 10.2) voor, alhoewel dit meer volop in die westelike profiel is.

#### Kleisteenfasies

Hierdie fasies, wat hoofsaaklik gekenmerk word deur horisontaal gelamineerde slikssteen, met modderkrake en riffelmerke, is slegs in die oostelike profiel (Figuur 10.3) aangetref. Die algemeenste struktuur is horisontale laminasies, wat in die geval van slikssteen 'n laagdikte van 1mm - 3mm en 'n steldikte van 3cm tot 10cm het. Tussenlae van fynkorrelrige, horisontaal-gelamineerde sandsteen kom dikwels voor. Die steldikte van hierdie lae is oor die algemeen dikker as in die slikssteenlae en wissel vanaf 10cm tot 14cm, terwyl die laagdikte tussen 3mm en 4mm is. In enkele gevalle kom planêre kruislaminasies in hierdie fyn sandsteentussenlae voor. Die steldikte is meestal tussen 3cm en 7cm, alhoewel dit in enkele gevalle selfs 15cm mag wees. Die oorgang tussen die slikssteen en die fynkorrelrige sandsteen is soms graderend en soms redelik skerp. Naas die horisontale laminasies, is die voorkoms van verskeie soorte riffelmerke die mees algemene struktuur. Hierdie riffelmerke sluit onder andere interferensie -, simmetriese en adhesieriffels in. Geen verskil in hierdie strukture en soortgelykes wat in die sandsteen fasies beskryf is, is waargeneem nie. Dieselfde geld vir die voorkoms van modderkrake in dun modderlagies en vir kronkelende

gelaagdheid. 'n Enkele klein kanaalopvulling (breedte 1.5m, diepte 5cm) is gevind. Verder is ook 'n 15cm dik fynkorrelrige sandsteen/sliksteen laag met sterk verweerde klein sandsteenklaste waargeneem. Hierdie klaste was ongeveer 5mm - 10mm groot.

#### Rolsteendraende sandsteenfasies

Enkele, verspreide rolstene in 'n growwe sandsteen karakteriseer hierdie fasies (Figure 10.2 en 10.3). Die sanderige matriks bestaan uit arkosiese wak (80% kwarts, 15% veldspaat en 5% rotsfragmente,  $n=1$ ), waar die individuele korrels oor die algemeen swak gesorteer en swak afgerond is. Die rolstene wissel in grootte sowel as in vorm. Hulle is dikwels afgeplat en oor die algemeen goed afgerond (Figure 10.14 en 10.20), en wissel in lengte vanaf 1cm tot 12cm (langs die lang as van die klaste gemeet). Die voorkoms van hierdie klaste is meestal gekoppel aan horisontale laminasies, (Figuur 10.15), of aan planêre kruislae (Figuur 10.14). Die klaste is meestal yl verspreid (Figuur 10.15), maar soms is hulle redelik na aan mekaar (Figuur 10.16). In so 'n geval is die klaste oor die algemeen baie kleiner, so tussen 1cm - 2cm (langs die lang as gemeet), en die vorm is meer elipsoïdaal en minder afgeplat. Die vorm staan moontlik in verband met die rolsteengrootte.

Die steldikte van die planêre kruisgelaagdheid in hierdie fasies wissel tussen 10cm en 40cm, terwyl die laagdikte van die horisontale laminasies ongeveer 4mm is. Aangesien die growwe klaste meestal so yl verspreid voorkom, is dit moeilik om 'n steldikte vir die assosiasie met die horisontale laminasies te gee, maar dit is meestal slegs enkele laminasies met rolstene in 'n sowat 1m tot 2m dik sone, soos bv in Figuur 10.15. In 'n enkele geval is klein klaste van ongeveer 5mm grootte op die voorkante van haringgraatkruislae (Figuur 10.3), met 'n steldikte van 16cm, waargeneem. Die klaste was hier hoofsaaklik 'n melkwit kwartsiet in teenstelling met die klaste elders, wat hoofsaaklik uit 'n baie growwe kwartsitiese sandsteen bestaan het.



### Konglomeraatfasies

Die klaste kom in die veld meestal op laagoppervlaktes voor (Figuur 10.17) en die lae is oor die algemeen slegs 'n paar sentimeters dik (Figure 10.2 en 10.3). Hierdie klaste is meestal half - afgerond tot feitlik perfek sferies (Figuur 10.17), en wissel in grootte van 1cm tot ongeveer 11cm, langs die lang as gemeet. Die klaste bestaan meestal uit 'n baie grofkorrelrige sandsteen, waarvan die individuele korrelgrootte meestal ongeveer 3mm is. Dikwels verweer hierdie klaste uit en 'n verskeidenheid van holtes bly oor (Figuur 10.18). Soms is die konglomeraatlae ook dikker (ongeveer 25cm), alhoewel dit eerder die uitsondering as die reël is. Elders in die studiegebied is die konglomeraatklaste ongeveer 0.8cm - 1cm in deursnee en perfek sferies, met 'n sferisiteit van ongeveer 1 (Figure 10.19 en 10.20). Dié klaste toon 'n opwaarts grofwordende neiging in enkele lae en is, soos die ander konglomeraatklaste in hierdie fasies, matriksondersteun. Die matriks bestaan uit 'n grofkorrelrige sandsteen. Die sortering wissel van swak, (Figuur 10.17) tot goed (Figuur 10.19). In 'n enkele geval is daar los konglomeraatblokke gevind, wat op grond van die rolsteensamestelling, verskil van die pas beskrewe konglomeraat. Dié klaste het meestal uit ysterformasies, jaspis en kwartsitiese sandsteen bestaan. Die grootte van dié klaste, langs die lang as gemeet, was tussen 3cm en 8cm. Die klaste is ook op die voorkante van planêre kruislae gekonsentreer en oor die algemeen baie afgeplat met 'n sferisiteit van ongeveer 0.6 (Figuur 10.20).

### Kalksteenfasies

Alhoewel hierdie fasies slegs op een plek in die westelike profiel (Figuur 10.2) aangetref is, is daar wel ander voorkomste in die studiegebied in die literatuur beskryf, wat nie weer opgespoor kon word nie. Volgens Willemse *et al.* (1944), is daar kleiner voorkomste van kalksteen in 'n skag van die ou Edendale-loodmyn asook in 'n prospekteergat, altwee op die plaas Nooitgedacht 333 JR (Figuur 1.2). Ander kleiner dagsome is nog deur van Biljon (1949) en Hattingh (1978) beskryf.

Die kalksteenfasies bestaan hoofsaaklik uit tussengelaagde kalksteen (Figuur 10.21) en chert. Die chert is selde dikker as 3cm en bestaan dikwels uit lense wat op mekaar gestapel is. Die voorkoms van hierdie chertlae is meer volop in die onderste as in die boonste helfte van die fasies (Figuur 10.2). Kronkelende gelaagdheid en versakkingstrukture kom sporadies tussen die individuele chertlae voor. Die laagdikte van hierdie gelamineerde kalksteen is ongeveer 3mm. Die boonste helfte van hierdie fasies word gekenmerk deur die voorkoms van stromatoliete (Figure 10.22 en 10.23). Die grootste van hierdie koepelvormige stromatoliete is ongeveer 80cm hoog (Figuur 10.22). Wuiwende, kronkelende stromatoliete is meer volop en enkele dun chertlagies kom daarin voor. Die hoogte van hierdie kartels is slegs 'n paar millimeter (Figuur 10.23). Vervormingstrukture, analoog aan 'n Teepee - struktuur (Collinson en Thompson, 1989), is ook waargeneem (Figuur 10.24).

#### Die lawa in die Rayton Formasie

Verskeie outeurs het al in die verlede na die teenwoordigheid van lawalae in die Rayton Formasie verwys (van Biljon, 1949; Visser, 1969; Hattingh, 1978). Oor die aantal lae heers daar nog onsekerheid. Truter (1949) noem vier of vyf lae en Toens (1953) drie lae. Volgens van Biljon (1949), is daar egter 'n noue assosiasie tussen die voorkoms van lawa en dié van die boonste kalksteenfasies, wat in Figuur 10.2 ook weergegee word. Die dagsoom van hierdie lawalaag is uiters swak (Figuur 10.25). Die onderste drie meter bestaan uit 'n gebreksieerde kalksteen-andesiet-kontaksone, waar die kalksteenfragmente tot 10 - 15cm groot is. Daarna gradeer dit oor na 'n swart, fynkorrelrige andesiet van ongeveer 5m dikte. Geen amandels is waargeneem nie, alhoewel van Biljon (1949) amandels van wollastoniet en kalsiet elders waargeneem het.

#### Fasiesverhoudings

Daar bestaan geen duidelike opeenvolging van die individuele litofasies nie, maar in terme van voorkoms bestaan die grootste gedeelte van die Rayton Formasie uit die sandsteenfasies. Al die

ander fasies kom feitlik in 'n willekeurige volgorde tussengelaagd in hierdie fasies voor. Uitsonderings is die kleisteen- asook die kalksteenfasies, wat feitlik altyd onderskeidelik naby die basis en redelik hoog op in die formasie voorkom (Figure 10.2 en 10.3). Ander opvallende kenmerke is die meestal graderende oorgange tussen die rolsteendraende sandsteen- en die sandsteenfasies. Die rolsteendraende sandsteenfasies is meestal gekoppel aan opwaarts grof- of fyn-wordende sandsteen (Figure 10.2 en 10.3). Die konglomeraatfasies daarenteen, is meestal deur 'n skerp onderste kontak van die sandsteenfasies geskei, alhoewel graderende kontakte ook lokaal waargeneem is. Geen kontakte tussen die rolsteendraende sandsteen- en konglomeraatfasies is waargeneem nie.

#### Paleostroomrigtings

Paleostroomrigtings is vanaf planêre kruislae (Figuur 10.4), trogkruislae en haringgraatkruislae (Figuur 10.26) bepaal. Die strekking van riffelkruine en kanale word ook in Figuur 10.26 weergegee.

'n Opvallende kenmerk van sekere van die roosdiagramme van die planêre kruislae is die multi-polariteit (Figuur 10.4), wat hoofsaaklik uit 'n dominante oos- wes en 'n minder prominente noord - suid-komponent bestaan. Dit dui dus op 'n aanvoerrigting vanaf die ooste en die weste sowel as 'n baie ondergeskikte aanvoerrigting vanaf die suide en die noorde. As die individuele rigtings van nader beskou word en elke gemete waarde op sy spesifieke stratigrafiese hoogte aangedui word, dan is dit duidelik dat die rigtings streng gesproke nie bi - polêr is nie (Figuur 10.27). Die rigtings in enkele lae blyk eerder in sones gekonsentreer te wees, na die weste of na die ooste georieenteer, pleks van 'n afwisseling van aanvoerrigting na die ooste en weste. In teenstelling met die oos - wes rigting in die roosdiagramme in Figuur 10.4, dui die roosdiagramme van die trogkruislae (Figuur 10.26) op 'n aanvoerrigting vanaf die noorde en noordooste. Ander, ondergeskikte aanvoerrigtings vir die trogkruislae dui op aanvoer vanaf die ooste, suide, suidooste

en weste. Die aanvoerrigting vanaf haringgraatkruislae dui almal op aanvoer vanuit die ooste en die weste. In enkele gevalle is dié aanvoerrigtings vanuit die suidooste en noordweste. Die strekking van kanale is meestal noord - suid gerig, wat op aanvoer na die noorde of suide dui. Ander, ondergeskikte oriëntasies van kanaalopvullings is oos - wes, noordoos - suidwes en noordwes - suidoos (Figuur 10.26).

Riffelmerke is redelik skaars in die Rayton Formasie en die oriëntasies wat bepaal kon word, het of 'n noord - suidelike of 'n oos - wes oriëntasie. Die betekenisvolste, tov die aantal lesings, is waarskynlik die noord - suid strekking, wat op vloei na die weste sowel as na die ooste dui (Figuur 10.26). Samevattend kan dus gesê word, dat die aanvoerrigtings vanaf planêre- en haringgraatkruislae aanvoer na die weste en die ooste dui, wat ook deur die oriëntasies van die riffelmerke gestaaf word. Daarenteen dui die roosdiagramme van die trogkruislae op 'n aanvoerrigting na die suide, wat dalk deur die noord - suid strekking van die kanaalopvullings gesteun kan word.

#### Riffeleienskappe

Die riffelmerke wat waargeneem is, is meestal golfriffelmerke (Figuur 10.28), met slegs 4 persent stroomriffelmerke. Die golflengte van die golfriffelmerke is tussen 2cm en 9cm gewissel en die kruinhoogte tussen 3mm en 15mm. Die stroomriffelmerke is oor die algemeen kleiner en het 'n golflengte van 3.5cm - 4.5cm en 'n kruinhoogte van 4mm - 5mm. Van die golfriffels is effens asimmetries. Die meeste riffelmerke het 'n reguit tot lig kronkelende kruin. Vertakkings van kruine was baie skaars en slegs in 'n enkele los blok is plat - top riffels gesien.





**Figuur 10.1** Tipiese dagsom van die Rayton Formasie in die studiegebied. ( blik weswaarts )  
Die randjies is kwartsitiese sandstene, terwyl die vlaktes tussenin  
of diabaasplate of jonger alluviale sand afsettings is, soos links  
op foto. Die aaneenlopende heuwelreeks links op die horison is  
die Magaliesberg Formasie.

Legende vir die profiele van die Rayton Formasie

	horisontale lae/laminasies		versakkingstruktuur
	planêre kruislê/laminasies		kronkelende gelaagdheid
	haringgraatkruislê		verskuiwing
	trogkruislê		stromatoliete
	kanaalopvulling		bultjiekruislê
	riffelmerke		plooie (sinsedimentêr)
	dun lense ( < 5cm )		dolomiet
	diabaas		konglomeraat
	erosionele kontak		puinbedek / geen dagsoom nie
	dik lense ( ≥ 5cm )		kleipilkonglômetaat

i interferensieriffelmerke  
m modderkrake

ad adhesieriffelmerke

ss4 sandsteenfasies  
ks3 kleisteenfasies  
rss2 rolsteendraende sandsteenfasies  
k2 konglomeraatfasies  
kk kalksteenfasies

kleist = kleisteen

slikst = sliksteen

fyn sdst = fyn sandsteen

mgr sdst = middelgrowwe sandsteen

gr sdst = growwe sandsteen

kongl = konglomeraat

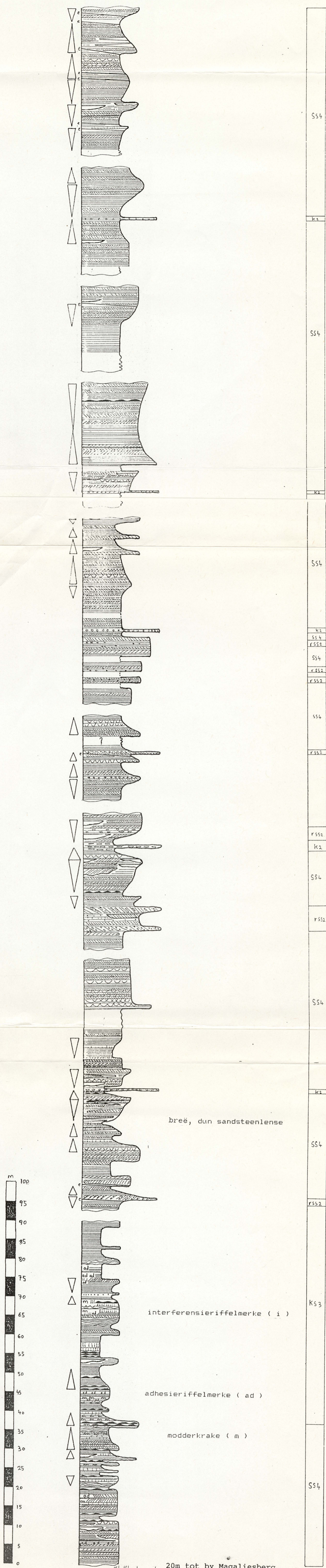
△ opwaarts fyner-wordend

▽ opwaarts growwer-wordend

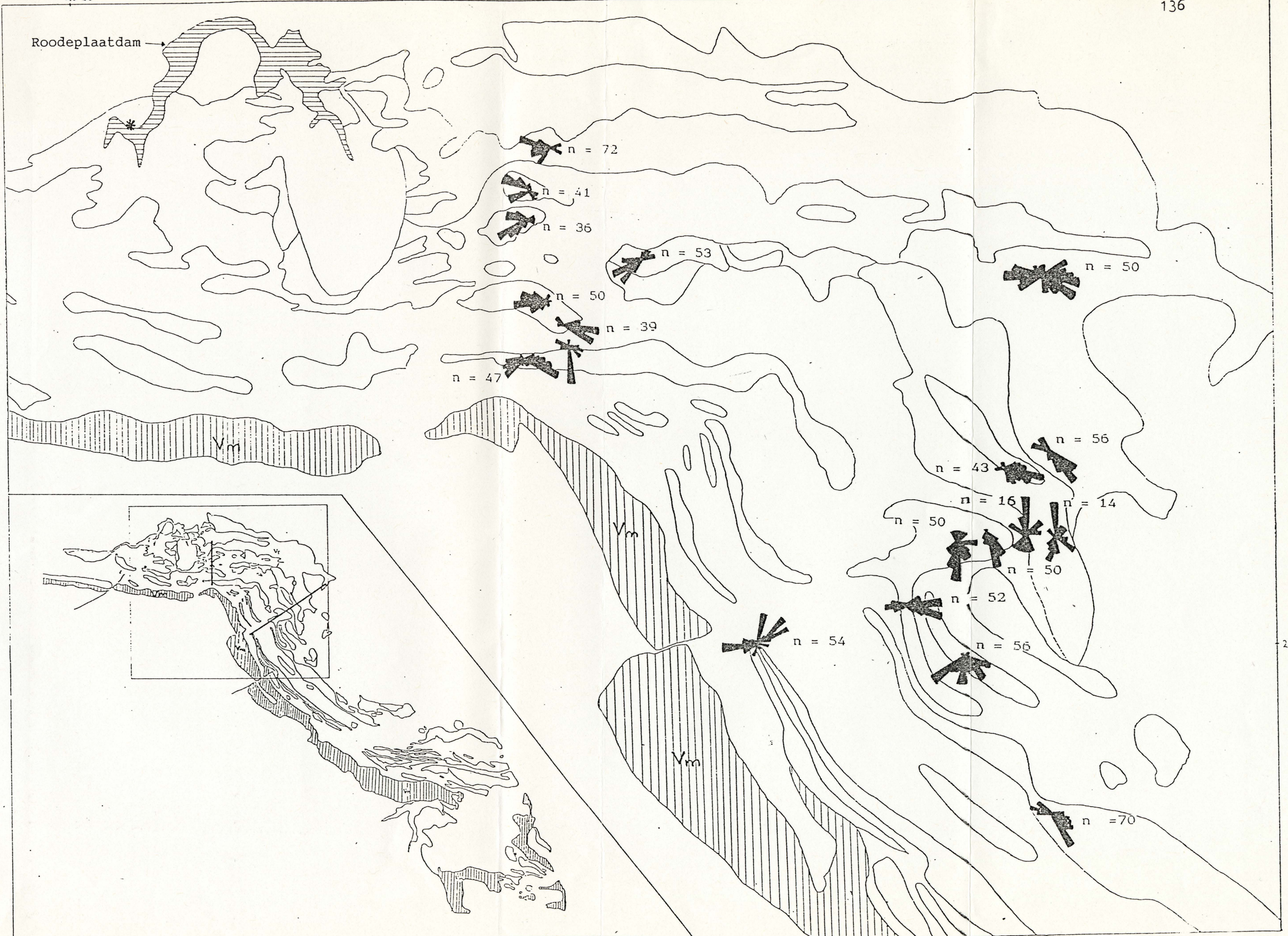












Figuur 10.4 Aanvoerrichtings vanaf planêre kruislêe. Insettel links onder toon die verspreiding van die Ravton Formasie asook die gedeelte wat bestudeer is. Die swart lyne dui die saamgestelde profiel-lyn aan

Skaal 1 : 69 000 28°30'

\* = Dagsom van kalksteenfasies van Figuur 10.21





Figuur 10.5 Konkresies in die sandsteenfasies.



Figuur 10.6 Planere kruislake met tangensiale aansluiting by die vloergesteente van die eenheid, sandsteenfasies.



Figuur 10.7 Planere kruislake wat erosief oor horisontale laminasies sny; sandsteenfasies





Figuur 10.8 Trogkruislae in die sandsteenfasies.





Figuur 10.9 Klein kanaalopvulling wat oor trogkruislae sny ; sandsteenfasies. k = kanaalopvulling



Figuur 10.10 Wigvormige kanaalopvulling (hamer), breedte ongeveer 9m, sandsteenfasies.





Figuur 10.11 Riffelmerke bo-op sandsteenlense, sandsteen=fasies.



Figuur 10.12 Teenoorgestelde, planere kruiselae in 'n fyn sandsteenlens en omliggende slikkige sandsteen, sandsteenfasies.





Figuur 10.13 Haringgraatkruislae, sandsteenfasies.



**Figuur 10.14.** Afgeplatte rolstene op die voorkantlae van planere kruislae. Helling regs bo, is boonste begrensende oppervlak van die stel, rolsteendraende sandsteenfasies.



**Figuur 10.15** Yl verspreide klaste (potlood), geassosieer met horizontale lamirasies, rolsteendraende sandsteenfasies.





Figuur 10.16 Klante 20- op 'n laagvlak in die roletsedraende sandsteenfasies.



Figuur 10.17 Atgordende, ewek gesonde, te vlakke op 'n laagvlak in die konglomeraatfasies

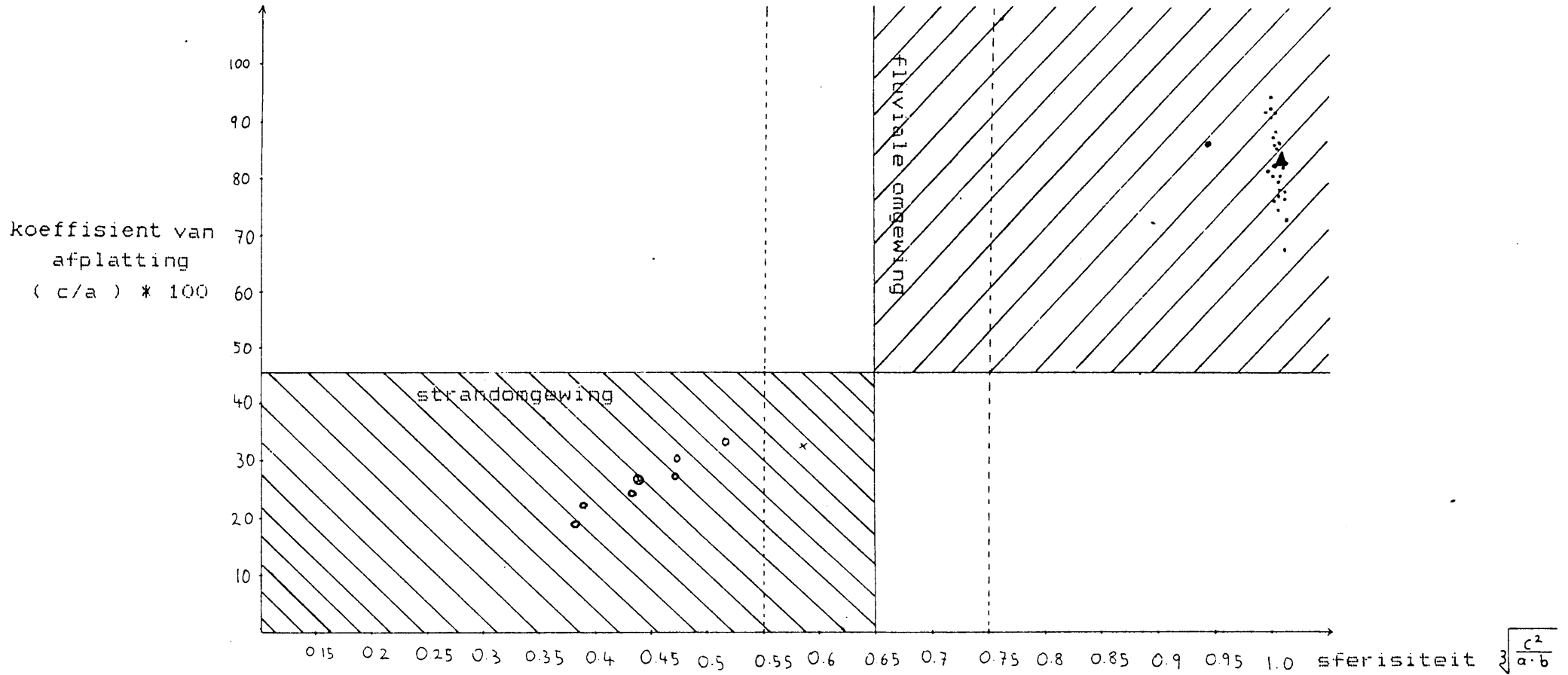




**Figuur 10.18** Hoekige holtes gevorm deur uitverwering van klaste, konglomeraatfasies.



**Figuur 10.19** Konglomeraatlagie met klein, sferiese rolstene; konglomeraatfasies.



Figuur 10.20 Rolsteenvormdiagram, aangepas volgens Stratten ( 1973 ).

a = lang as  
 b = intermediere as  
 c = kort as

- klein sferiese rolstene, soos in Figuur 10.19, n = 25
  - ▲ gemiddelde vir sferiese rolstene
  - x jaspis klas van 'n konglomeraat lagie, n = 1
  - afgeplatte kwarts - klaste van Figuur 10.14, n = 6
  - gemiddelde van die kwarts - klaste
- } konglomeraatfasies  
 } in die rolsteendraende sandsteenfasies

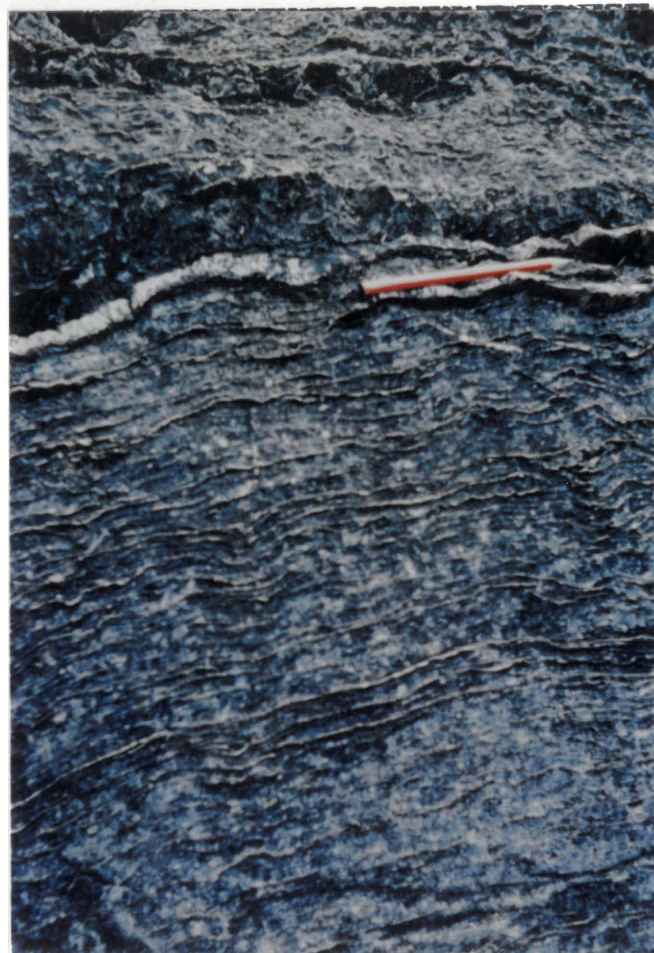


Figuur 10.21 Dagsom van die kalksteenfasies by Roodeplaatdam. Lengte van kano is 5.3m. Let op na die chertlaag ( 20cm dik, met 'n steil helling na links, dws noorde ) bokant die kano. ( sien Figuur 10.4 vir ligging )





Figuur 10.22 Groot stromatoliete in die kalksteenfasies



Figuur 10.23 Klein stromatoliete in die kalksteenfasies .





Figuur 10.24 Vervormingstruktuur in die kalksteenfasies, soortgelyk soos 'n Teepee - struktuur ?



Figuur 10.25 Swak dagsom van die lawalaag. Lengte van die maatstok is 2m.



Figuur 10.26 Aanvoerrigtings vanaf trogkruislae ( t ), haringgraatkruislae (hg) asook oriëntasies van golfrieffels ( gr ) en kanaalopvullings ( k ) in die Rayton Formasie.

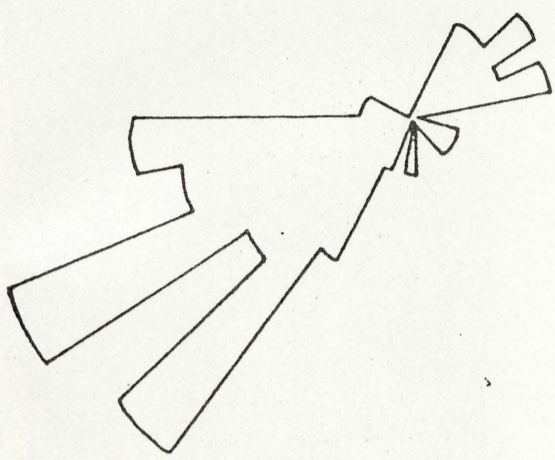
Skaal 1 : 69 000 2830'  
 0 0.69 1.38 2.07 2.76 3.45 4.14 km

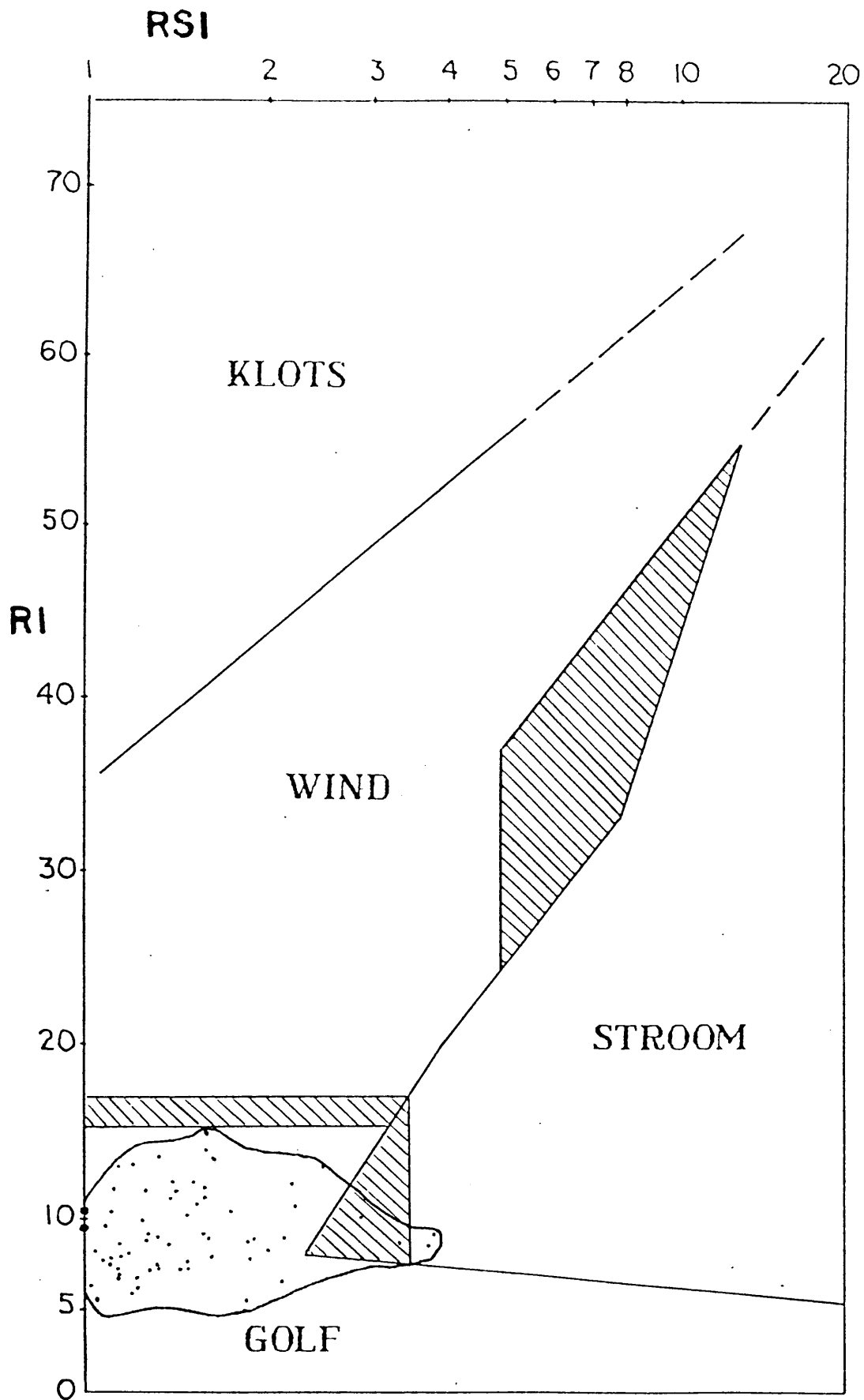


Figuur 10.27

'n Gedeelte van die westelike profiel van die Bayton Formasie.  
 Voorsteeling van elke individuele aanvoerrigting ( vanaf planere  
 kruislae gemeet ), gerangskik van onder na bo.  
 dikte van profiel : 157m, aantal waardes : 53. 5mm = 1 waarde  
 ( oostelike roosdiagram op westelike profiel, Figuur 10.4 )

gesamentlike roosdiagram





Figuur 10.28 Riffelindekse Rsi teen Ri vir die Rayton Formasie, aangepas volgens Tanner ( 1967 )(n = 64 ).



## Hoofstuk 11

### Geochemie

Die formasies waarvan die kleistene chemies ontleed is, is die volgende : Rooihogte , Timeball Hill, Strubenkop en Silverton Formasies. Die kleisteenanalises word in Tabelle 11.1 en 11.2 weergegee, en die lokaliteite van die monsters in Figuur 11.1. Die chemiese analises van enkele sandsteenmonsters word in Tabel 11.3 gegee en Figuur 11.1 dui die lokaliteit van monsters aan. Gepubliseerde analises van kleistene in die studiegebied word in Tabelle 11.4, 11.5 en 11.6 weergegee.

#### Kleistene : Hoofelemente

Die gemiddelde analises van die kleistene van die studiegebied vergelyk baie goed met dié van kleistene van standaard monsters (Tabel 11.7). Daar is egter 'n beduidende hoër konsentrasie van :

TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en K<sub>2</sub>O in die Rooihogte Formasie; van Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in die Timeball Hill Formasie en van MgO in die Rayton Formasie. Daarteenoor vertoon die Rooihogte Formasie laer konsentrasies van totale yster, die Timeball Hill Formasie van MgO, CaO en Na<sub>2</sub>O, die Strubenkop Formasie van MgO en CaO, die Silverton Formasie van CaO en die Rayton Formasie van Na<sub>2</sub>O, as die standaard kleistene. Geen beduidende verskil in die chemiese samestelling van die dagsoommonsters en dié van boorgatmonsters is vasgestel nie (Tabelle 11. 1, 11.4, 11.5 en 11.6).

'n Diagram van SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> teen K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O toon volgens Gromet et al. (1984) en Wronkiewicz en Condie (1987) 'n verskil tussen kleistene van Argeïese en Fanerosoïese - Proterosoïese ouderdom (Figure 11.2 en 11.3). Dagsoom- en boorgatmonsters van die Pretoria Groep val meestal in en om die Fanerosoïese tot Proterosoïese veld (Figure 11.2 en 11.3), met Na<sub>2</sub>O waardes wat laer is as in die "standaard"-veld.

Die gemiddelde konsentrasie van die hoofelemente vir elke



formasie tesame met die standaardafwyking, word in Tabel 11.8 weergegee. Vir die Rooihoogte Formasie is die hoofelement-konsentrasies, volgens die standaardafwyking, oor die algemeen redelik konstant. Uitsonderings is die SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en FeO.T konsentrasies (FeO.T = totale yster, uitgedruk as FeO). Net soos vir die Rooihoogte Formasie, dui die hoë standaardafwyking van die gemiddelde SiO<sub>2</sub> en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inhoude van die Timeball Hill Formasie op 'n groot variasie (Tabel 11.8). Die res van die hoofelemente toon 'n redelike lae standaardafwyking.

Geen duidelike stratigrafiese variasie van hoofelemente is in die kleistene van die Timeball Hill Formasie waargeneem nie, behalwe dat SiO<sub>2</sub> naby die onderste en boonste kontakte van die formasie verryk is, relatief tot die SiO<sub>2</sub>-inhoud in die middel van die formasie. Daar is ook geen toename in die SiO<sub>2</sub>- of FeO.T-inhoud in die kleistene wat direk onder die ysterryke kwartsitiese sandsteenfasies voorkom nie (Monsters Th3 en Th4 van Tabel 11.1). Vir die Strubenkop Formasie varieer die persentasies SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO.T en K<sub>2</sub>O aansienlik (Tabel 11.1). In die Silverton Formasie is daar groot variasies in die persentasies SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO.T, MgO en K<sub>2</sub>O, maar volgens die standaardafwyking blyk die res van die hoofelemente redelik konstant te wees (Tabel 11.8). In die Strubenkop Formasie is daar wel 'n swak opwaartse stratigrafiese afname van die Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-inhoud, maar daar is 'n hoë konsentrasie van SiO<sub>2</sub> naby die boonste en die onderste kontakte van die formasie. Geen ander tendense is waargeneem nie.

Geen duidelike variasie van hoofelemente met die stratigrafiese hoogte is in die Silverton Formasie waargeneem nie; 'n lokale toename in die SiO<sub>2</sub>-inhoud in die boonste 140m van die formasie en 'n gepaardgaande afname in die Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-inhoud word wel gevind. Die hoë standaardafwykings by SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO.T en Mg dui op 'n groot variasie in konsentrasie van die elemente in die Rayton Formasie (Tabel 11.8). Die ander hoofelemente se gemiddeldes of standaardafwykings is oor die algemeen redelik laag, met enkele uitsonderings, soos bv vir CaO wat 'n redelike hoë standaardafwyking van 1.88, het en K<sub>2</sub>O met 'n gemiddelde van net

4.44 %. Daar is 'n opwaartse stratigrafiese toename in die konsentrasie van  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$  en  $K_2O$  in die Rayton Formasie waargeneem.

#### Kleistene : Spoorelemente

Die gemiddelde spoorelementkonsentrasies in die kleistene van die studiegebied word met dié van internasionale gemiddeldes in Tabel 11.9 vergelyk. Die volgende is beduidend verryk : Mo, Zr, Y, Cr, V, Ba, Ga en Sc in die Rooihogte Formasie; Ga, Y, Th, Cr, Ba en B in die Timeball Hill Formasie; Ga, Zr, Y, Th, Ba en B in die Strubenkop Formasie en Y, Cr, Ba en B in die Silverton Formasie. Die volgende spoorelemente in die formasies is van 'n laer konsentrasies as die gemiddelde standaard analises in Tabel 11.9 : Zn, Cu, Ni, Co en Pb in die Rooihogte Formasie; Zn, Cu, Ni, Co, Mo en Zr in die Timeball Hill Formasie; Zn, Cu, Co, Mo, Pb en V in die Strubenkop Formasie; Zn, Cu, Co en Zr in die Silverton Formasie. Vir die Rooihogte Formasie is die spoorelementinhoud redelik konstant en daar is slegs vir enkele elemente (Zr, Sr, Rb, Cr en Ba) 'n beduidende verskil in konsentrasie tussen die verskillende lokaliteite gevind (Figuur 11.4a). Dieselfde geld vir die Timeball Hill Formasie behalwe dat Ba 'n anomale hoë waarde in monster Th6 bereik (Figuur 11.4b). Daarenteenoor toon die Strubenkop Formasie oor die algemeen 'n baie groter variasie in spoorelementkonsentrasie, veral ten opsigte van Zn, Cu, Ni, Zr, Rb, Cr, V en Ba (Figuur 11.5a). Vir die Silverton Formasie is die spoorelementkonsentrasie weereens redelik konstant, behalwe vir Zn, Zr, Sr, Rb en Ba (Figuur 11.4a).

In die Timeball Hill Formasie is daar nie duidelike stratigrafiese tendense sigbaar nie (Figuur 11.4b). Slegs enkele swak opwaartse afnames in spoorelementkonsentrasies word in die Strubenkop Formasie waargeneem (Figuur 10.5a) : Y, Sr, Rb, Pb en Th. Behalwe vir hierdie tendens varieer die ander spoorelemente redelik baie (Figuur 11.5a). Vir die Silverton Formasie is daar geen duidelike stratigrafiese tendense te sien nie (Figuur 11.4a).

### Sandstene en ysterstene

Die enkele sandstene van die Pretoria Groep wat geanaliseer is, klassifiseer almal as arkoses (Figuur 11.6). Aangesien verskeie sandsteenmonsters geen Na<sub>2</sub>O bevat het nie, kon hierdie sandstene nie op hierdie wyse geklassifiseer word nie. Oor die algemeen het die sandstene 'n hoë SiO<sub>2</sub> inhoud - dikwels meer as 88% (Tabel 11.3). Vir die Timeball Hill- en Strubenkopysterstene (monsters Th5, Sk4 en Sk5 van Tabel 11.3), is die SiO<sub>2</sub> inhoud tussen 15 en 18% en die totale ysterinhoud (uitgedruk as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) tussen 63 en 69% .

### Interpretasie

Geochemiese analyses van kleistene is 'n baie handige hulpmiddel vir die bepaling van moontlike paleoafsettingstoestande en brongesteentes (Wronkiewicz en Condie, 1987) en ook van sy waarskynlike verweringsgraad voordat vervoer van die verweerde materiaal plaasgevind het (Nesbitt en Young, 1982). Verskeie spoorelemente kan moontlik ook gebruik word as 'n aanduiding van die moontlike soutgehalte van die water tydens afsetting (Zawada, 1988).

Die TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-verhouding maak 'n onderskeid tussen granitiese en basaltiese brongesteentes moontlik (Figure 11.7 en 11.8) (Amajor, 1987). Vir die dagsoommonsters van die huidige studie dui die Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-verhouding van die Timeball Hill, Strubenkop, Silverton en Rayton Formasies op granitiese tot gemengde granitiese-basaltiese brongesteentes (Figuur 11.7). 'n Meer basaltiese gesteente was moontlik die bron vir die Rooihoogte Formasie (Figuur 11.7). Boorgatmonsters van die Timeball Hill en Strubenkop Formasies dui ook op 'n oorwegende granitiese brongesteente (Figuur 11.8).

Wronkiewicz en Condie (1987) het Cr/Zr-verhoudings gebruik om tussen granitiese en groensteenbrongebiede vir die kleistene van die Witwatersrand Supergroep te onderskei. 'n Hoë Cr/Zr-verhouding sal klaarblyklik op 'n dominante groensteenbrongebied en 'n lae Cr/Zr-verhouding (bv. 2.4 - 3.7) op 'n meer granitiese



brongesteente dui (Wronkiewicz en Condie, 1987). Vir die kleistene van die Pretoria Groep is hierdie Cr- en Zr-waardes baie laer as vir die Witwatersrand Supergroep en die Cr/Zr verhouding varieer vir die dagsoommonsters monsters tussen 0.75 en 1.52 (Figuur 11.9). Daarenteen toon die die Cr/Zr- verhouding van die boorgatmonsters van Böhmer (1977) oor die algemeen 'n relatief groter variasie (Figure 11.9 en 11.10). So bv varieer die Cr/Zr-verhouding vir die Timeball Hill Formasie uit boorgat D1 tussen 1.17 en 7.15, en vir boorgat O tussen 0.14 en 10.88. Uit die verhoudings van die dagsoommonsters (Figuur 11.9), volg 'n dominant granitiese brongebied. Die verhoudings van die boorgatmonsters in Figuur 11.10 dui op 'n gemengde brongebied, bestaande uit dominante granitiese met mindere groensteen-tonalitiese gesteentes.

Nesbitt en Young (1982) het 'n verweringsindeks, bekend as die "chemical index of alteration" (of CIA) voorgestel om die graad van verwering van die brongesteentes te bepaal. Hierdie indeks het hulle soos volg gedefinieer :

$$\text{CIA} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 * 100}{(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}$$

waar die oksiede as gewigspersent gegee word. Gewoonlik moet daar 'n korreksie vir die tenwoordigheid van CaO in karbonaatapatiet aan die CaO persentasie gemaak word (Nesbitt en Young, 1982), maar die P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-inhoud van die betrokke kleistene is meestal baie laag (Tabelle 11.1, 11.2, 11.4, 11.5 en 11.6), sodat daar baie min apatiet en karbonaat-gesteentes in die studiegebied teenwoordig is. Die graad van verwering word volgens Nesbitt en Young (1982) tussen 40 en 100 geplaas, waar residuele kleie tussen 85 en 100, glasiële kleie van Pleistoseeneouderdom tussen 60 en 70 en gemiddelde kleistene tussen 70 en 80 lê (Figuur 11.11). Die CIA van dagsoommonsters van die Rooihogte, Timeball Hill en Strubenkop Formasies varieer van ongeveer 80 tot 90, van die Silverton Formasie van 75 tot 90 en van die Rayton Formasie van 55 tot 85. Volgens Böhmer (1977) se analyses op boorkerne varieer die CIA vir die Timeball Hill Formasie van ongeveer 80 tot 99 en vir die Strubenkop Formasie van 90 tot 95 (Figuur 11.11). Hierdie hoë CIA dui op 'n hoë graad van verwering van

die brongesteentes of dalk selfs 'n ou paleobodem ( Nesbitt en Young, 1982 ), behalwe vir die Rayton Formasie waar heelwat varser brongesteentes geïmpliseer word.

#### Paleosaliniteitaanduiders

Verskeie spoorelemente kan gebruik word om 'n aanduiding van paleosaliniteit te gee. Hierdie elemente is onder andere V, Ni, Cu, Zn, Rb en B ( Zawada, 1988 ). Studies van onder andere Potter et al. ( 1963 ), Curtis ( 1969 ) en Wedepohl ( 1978 ) het getoon dat kleistene wat onder mariene toestande afgeset is, oor die algemeen hoër V-, Ni-, Cu- en Rb-konsentrasies het as lakustriene, varswater kleistene. Oor die gebruik van Zn as paleosaliniteitaanduiders heers daar nog onsekerheid. Outeurs soos bv Degens et al. ( 1957 ) het bevind dat mariene kleistene, wat ryk aan organiese bestanddele is, hoër Zn-konsentrasies het as bv kleistene van 'n varswater omgewing. Daarenteen meen Tourtelot ( 1967 ) dat dit nie die mariene kleistene wat ryk is aan organiese materiaal wat 'n hoër Zn-konsentrasie het maar eerder dié wat arm is aan organiese materiaal.

Vir B-konsentrasies moet gewoonlik 'n aanpassing gedoen word aangesien die B-konsentrasie in illiet nie tydens die analise in berekening gebring word nie ( Bouska, 1981 ). Hierdie korreksie word deur Bouska ( 1981 ) soos volg gedefinieer :

$$B \text{ ( in illiet )} = ( B \text{ [in monster]} * 7.7 ) / \% \text{ K}_2\text{O [in monster]}$$

Die volgende klasintervalle vir die korrigeerde B ( in dpm ) word gedefinieer :

300 - 400	mariene omgewing
200 - 300	brakwater omgewing
< 200	varswater omgewing

#### Rooihoogte Formasie

Hierdie formasie bevat oor die algemeen laer Ni-, Cu- en Zn-konsentrasies as die "standaard" gemiddelde kleisteen; daarenteenoor is die V-konsentrasie baie hoër en die Rb gemiddeld

tot hoër ( Tabel 11.9 ). Hieruit volg dus dat die water waarskynlik eerder vars as marien was, en dat die hoë V-inhoud moontlik in verband met die brongesteentesamestelling staan. Geen B-bepalings is op monsters van die Rooihogte Formasie gedoen nie.

#### Timeball Hill Formasie

Die konsentrasies van Ni, Cu, en Zn in die dagsoommonsters is oor die algemeen baie laer as die "standaard" gemiddeldes ( Tabel 11.9 ). Volgens die V- konsentrasie kan geen uitspraak gemaak word nie en die Rb-konsentrasie blyk gemiddeld hoër te wees ( Tabel 11.9 ). Die korregerde B-konsentrasies is 315 ( by die basis ) en 272 ( in die middel van die formasie ) met 'n rekenkundige gemiddelde van 294 vir die formasie. Die konsentrasies van Ni, Cu en Zn dui dus op varswater en die B-waardes op 'n brak tot mariene omgewing. Hierdie gevolgtrekking word gesteun deur die korregerde B-konsentrasies van boorgatmonsters van onderskeidelik 287 en 297 ( Tabelle 11.4 en 11.5, analises van Böhmer, 1977 ).

#### Strubenkop Formasie

Weereens is die konsentrasie van Cu, V en Zn baie laer as die van die "standaard" gemiddelde ( Tabel 11.9 ), maar geen uitspraak oor die Ni- en Rb- konsentrasies kan gemaak word nie. Die gekorregerde B-waardes van die twee monsters is 338 en 992 wat op 'n mariene omgewing dui, maar die laer konsentrasies van Cu, V en Zn ondersteun nie hierdie gevolgtrekking nie. Volgens Böhmer ( 1977 ) se analise van boorkern ( Tabel 11.6, boorgat O ), is die gekorregerde B-waarde 328, wat ook op 'n mariene omgewing dui.

#### Silverton Formasie

Die konsentrasie van V, is of gemiddeld of effens laer as dié in die "standaard" gemiddelde kleisteen; Cu en Zn is ook in laer konsentrasies teenwoordig, maar Rb in 'n hoër konsentrasie ( Tabel 11.9 ). Die B-waardes van 271 en 250 vir twee monsters



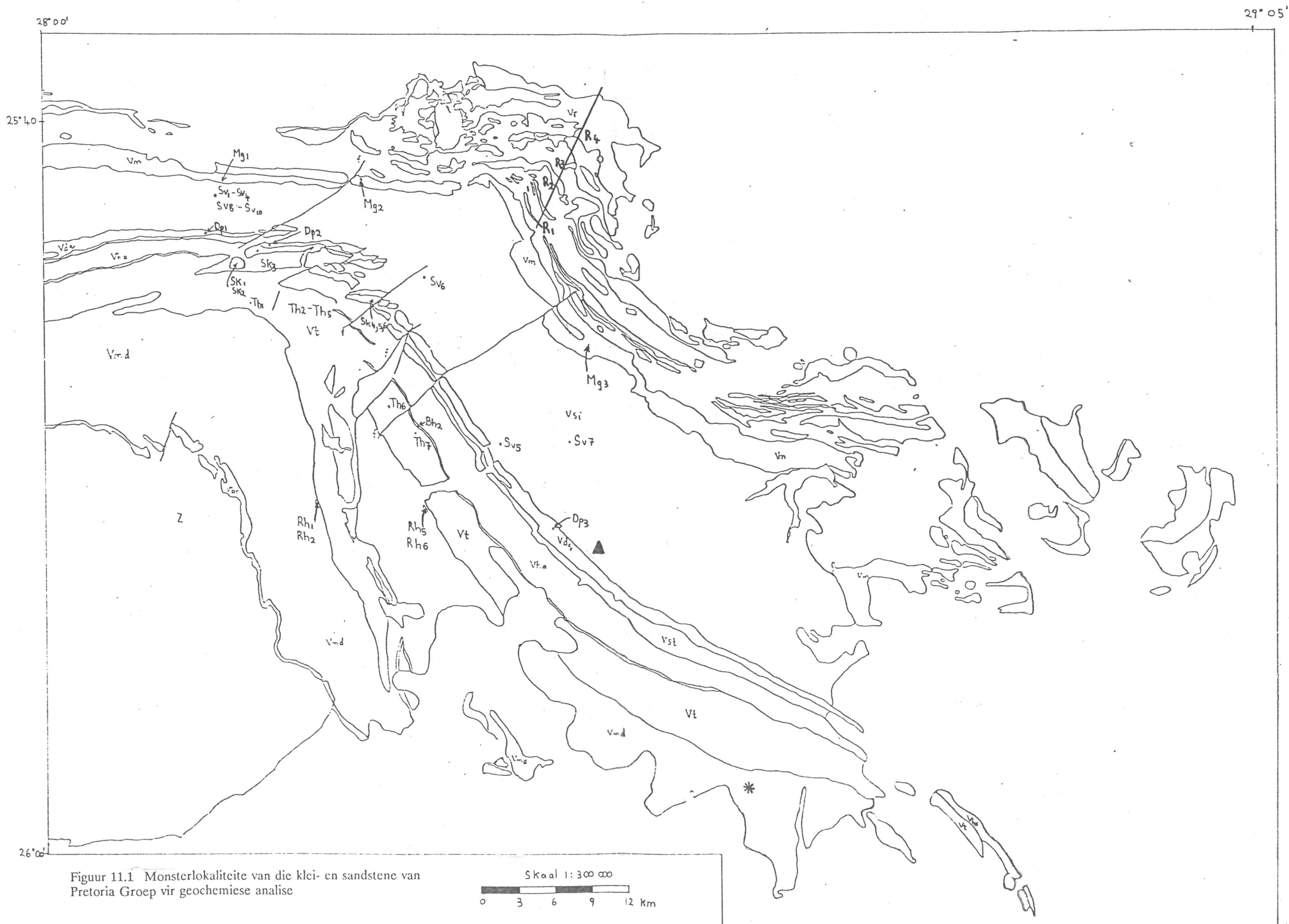
dui op 'n brakwateromgewing wat goed ooreen stem met 'n vars tot mariene karakter, en wat ook deur Ni, Cu, Zn en Rb aangedui word.

#### Rayton Formasie

Slegs een analise van die kleistene van die Rayton Formasie is gemaak wat ook die spoorelement konsentrasies toon; daarom is die analise nie by Tabel 11.9 ingeskryf nie. Die V-, Cu- en Zn-konsentrasies ( Tabel 11.1 ) is baie laer as dié van die gemiddelde kleistene ( Tabel 11.9 ). Geen uitspraak kan oor die Ni- en die Rb-konsentrasies gemaak word nie, maar die gekorrigeerde B-waarde van 198 dui op 'n moontlike varswater omgewing. Dit stem ooreen met die afleiding gebaseer op die V-, Cu- en Zn-konsentrasies.

#### Opsomming

Die B-waardes vir die Timeball Hill, Strubenkop en Silverton Formasies dui dus op 'n brakwater tot mariene omgewing, maar die konsentrasies van metalliese spoorelemente dui eerder op 'n dominante varswater omgewing. Die paleosaliniteit was dus moontlik wisselvallig, wat 'n kontinentale afsettingsomgewing ondersteun ( Picard en High, 1972 ).



Figuur 11.1 Monsterlokasiteite van die klei- en sandstene van Pretoria Groep vir geochemiese analise

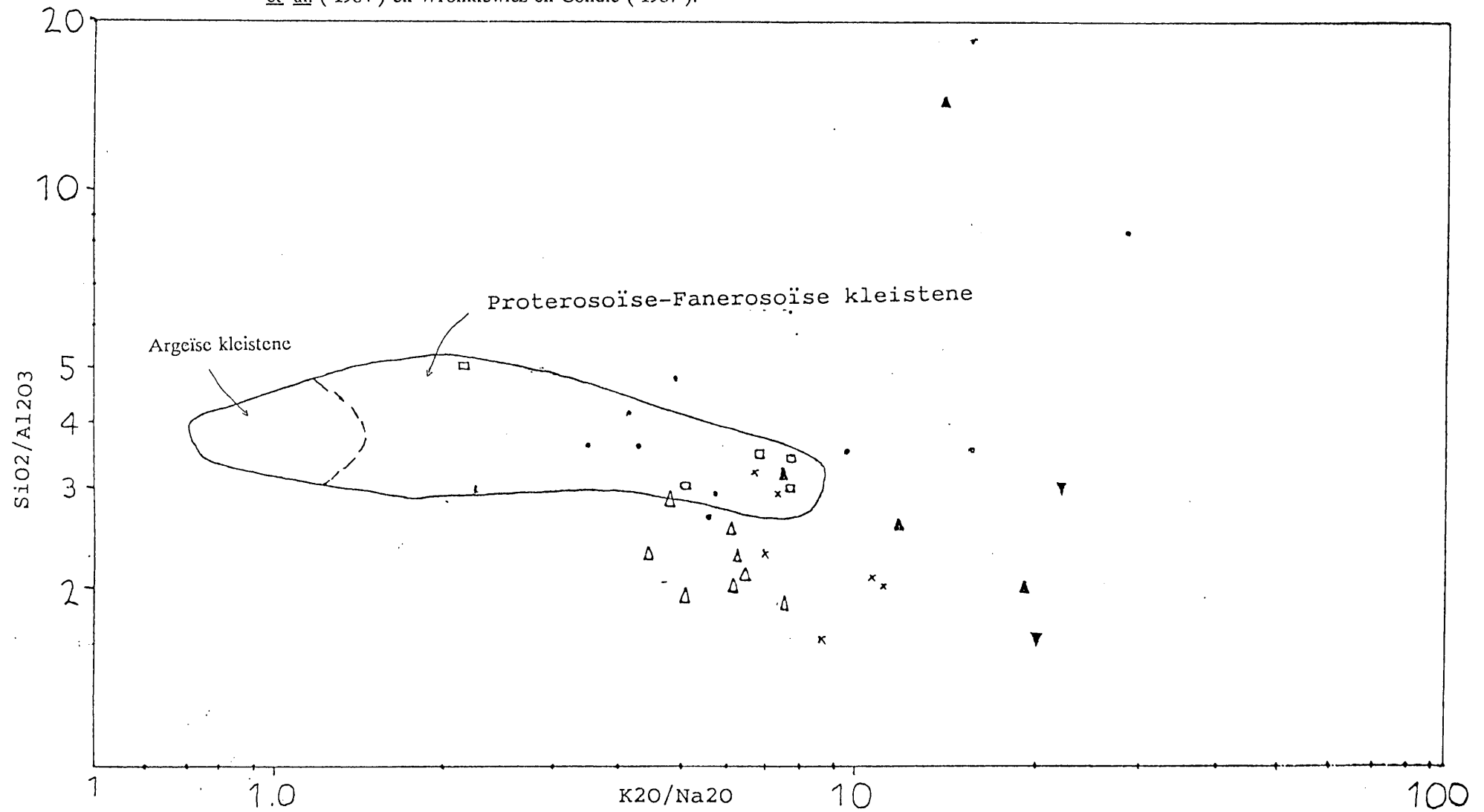
Skaal 1: 300 000  
 0 3 6 9 12 km

Afkortings is soos volg : R1 - R4 Rayton Formasie  
 Mg1 - Mg3 Magaliesberg Formasie  
 Sv1 - Sv10 Silverton Formasie  
 Dp1 - Dp3 Daspoort Formasie

Sk1 - Sk6 Strubenkop Formasie  
 Bh2 Boshhoek Formasie  
 Rh1, Rh2, Rh5 en Rh6 Rooibos Formasie

▲ boorgat 0 } volgens Böhmer  
 \* boorgat D1 }  
 ( 1977 )

Figuur 11.2. SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> teen K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O diagram vir boorgat en dagsoommonsters kleistene van die Pretoria Groep. Velde van Argeise, Fanerosoïse-Proterosoïse kleistene is volgens Gromet *et al.* ( 1984 ) en Wronkiewicz en Condie ( 1987 ).

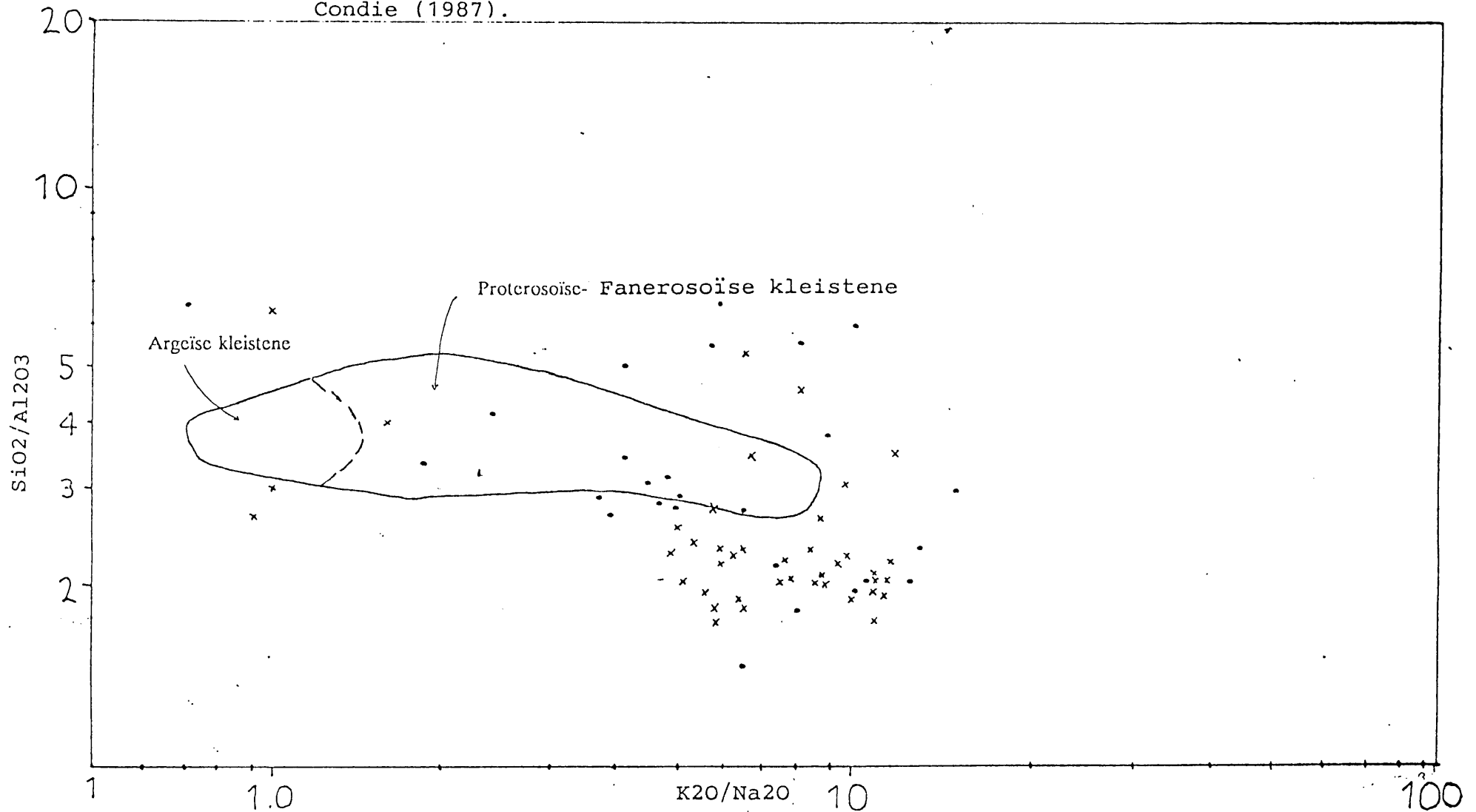


- Rayton Formasie ( van Biljon, 1949 ) (n=5)
- Silvertown Formasie (n = 9)
- ▲ Strubenkop Formasie (n = 4)
- △ Strubenkop Formasie, boorgat O (n=8) (Böhmer, 1977)

- × Timeball Hill Formasie (n = 6)
- ▼ Rooihoogte Formasie (n = 2)



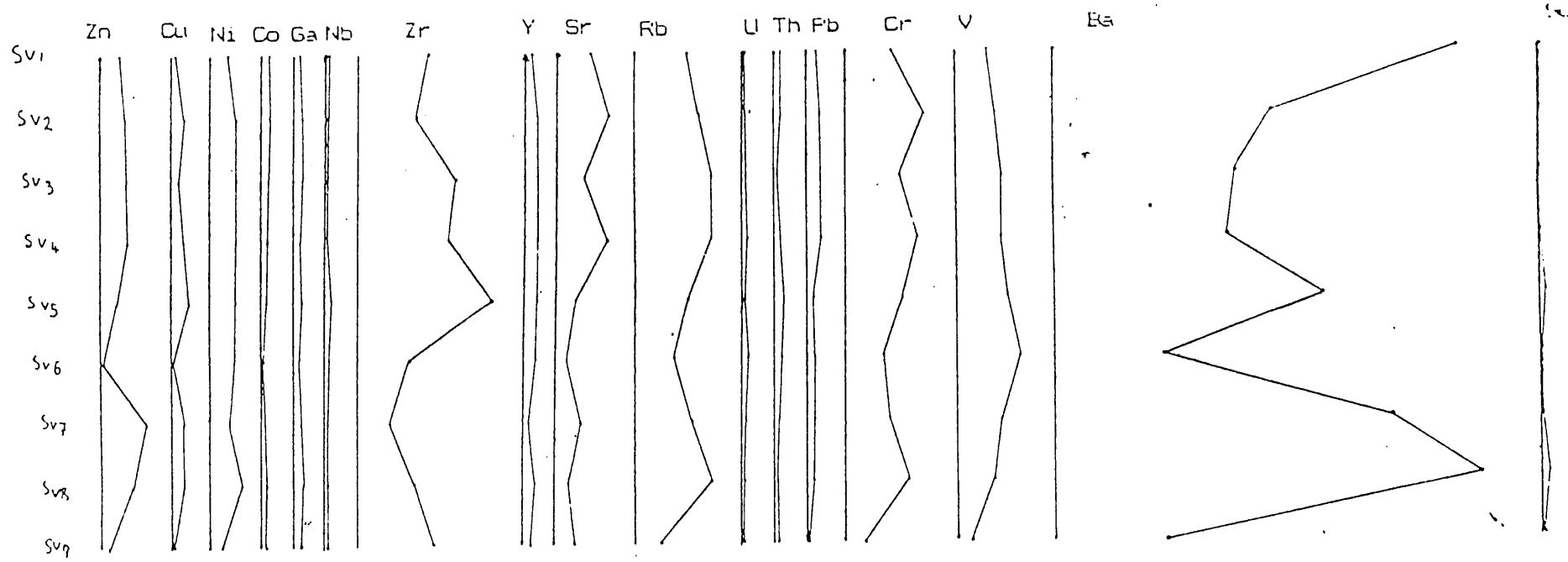
Figuur 11.3  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  teen  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  diagram vir boorgatmonsters van kleistene van die Timeball Hill Formasie. Velde van Argeïese, Fanerosoïse-Proterosoïse kleistene is volgens Gromet et al. (1984) en Wronkiewicz en Condie (1987).



x Timeball Hill Formasie boorgat D1 (n = 41)

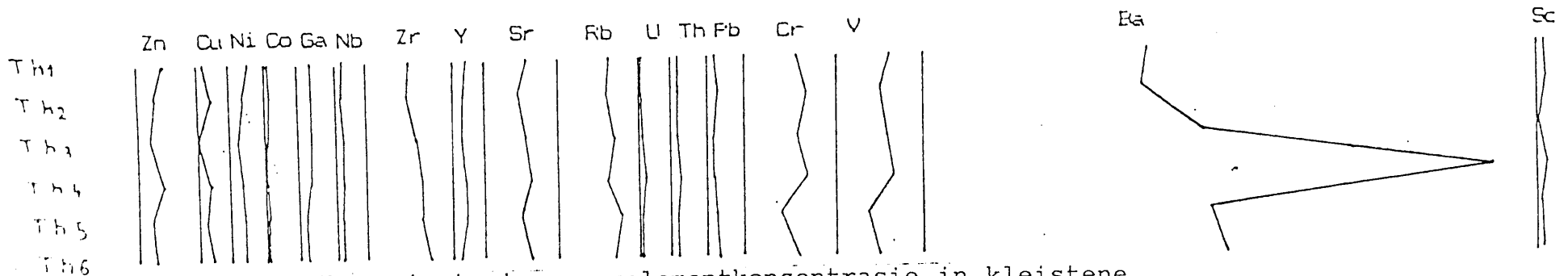
. Timeball Hill Formasie boorgat O (n = 25)

Analises volgens Böhmer (1977)



Figuur 11.4a Variasie in spoorelementkonsentrasie in kleistene van die Silverton Formasie, 5mm = 100dpm (nommers van monsters is volgens stratigrafiese hoogte gerangskik)

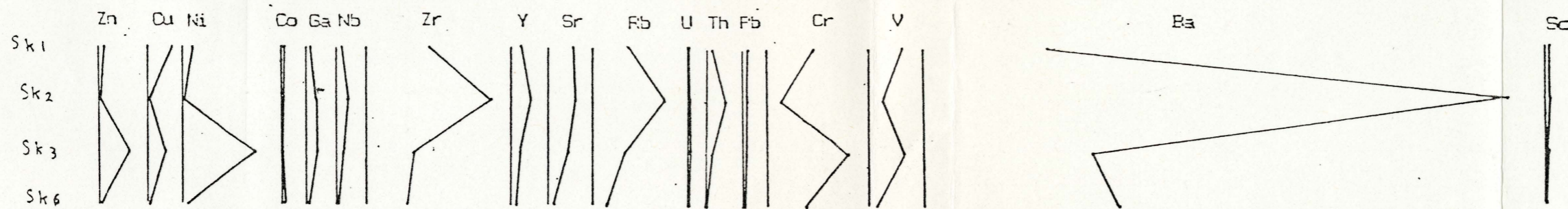
0 100 200 300 400 dpm



Figuur 11.4b Variasie in spoorelementkonsentrasie in kleistene van die Timeball Hill Formasie, 5mm = 100dpm (nommers van monsters is volgens stratigrafiese

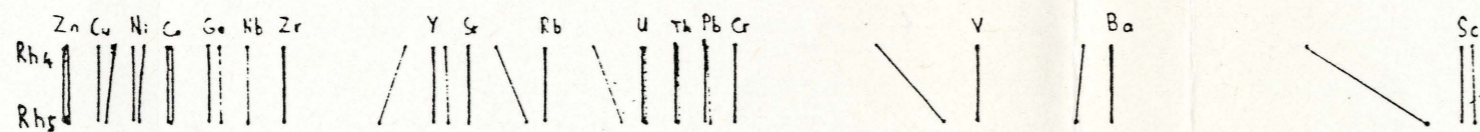
0 100 200 300 400 dpm





Figuur 11.5a Variasie in spoorelementinhoud in die kleistene van die Strubenkop Formasie, 5mm = 100dpm (nommers van monsters is volgens stratigrafiese hoogte gerangskik)

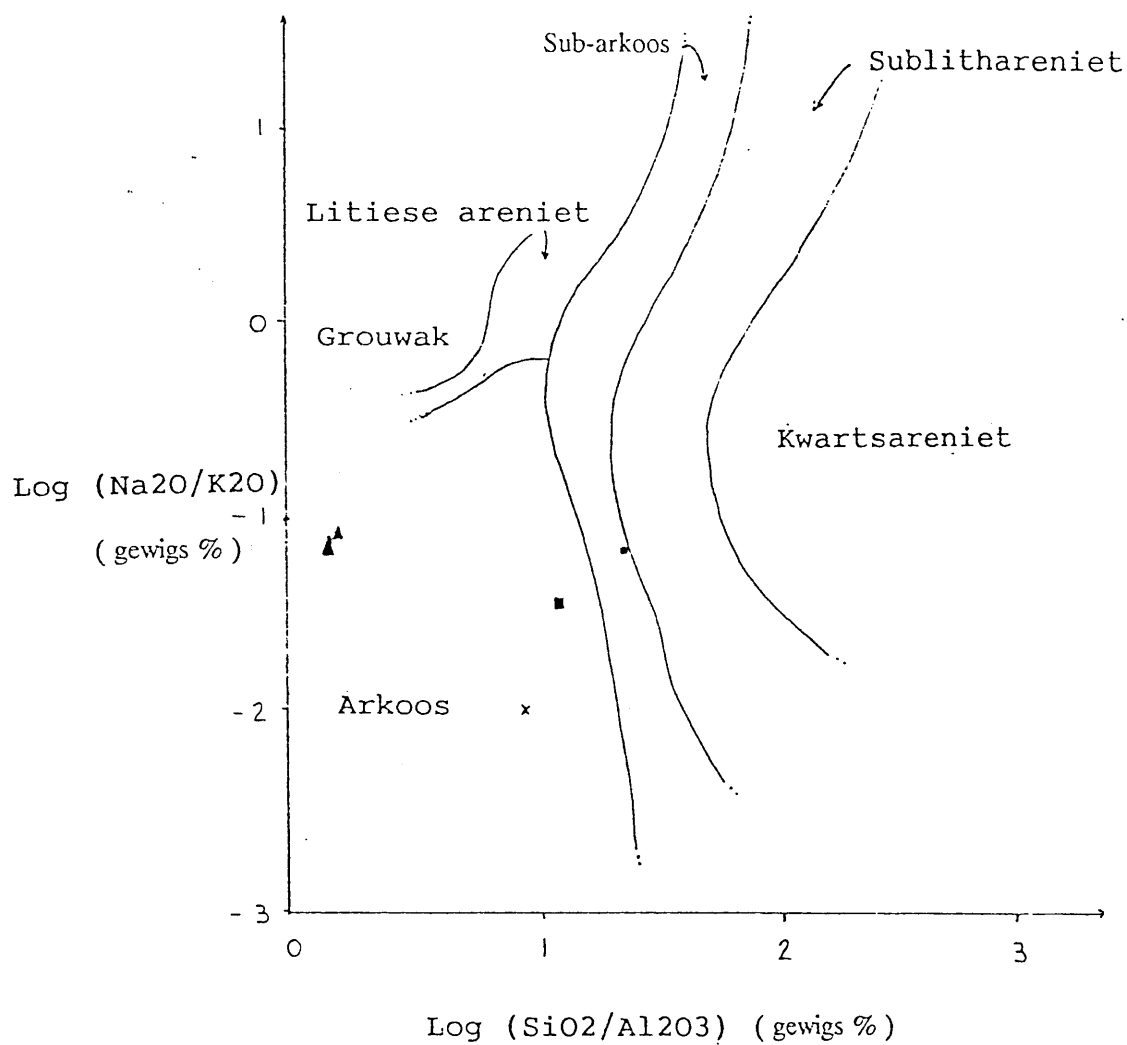
0 100 200 300 400 500 d.p.m.



Figuur 11.5b Variasie in spoorelementkonsentrasie van die Rooihogte Formasie, 5mm = 100dpm (nommers van monsters is volgens stratigrafiese hoogte gerangskik)

0 100 200 300 400 d.p.m.

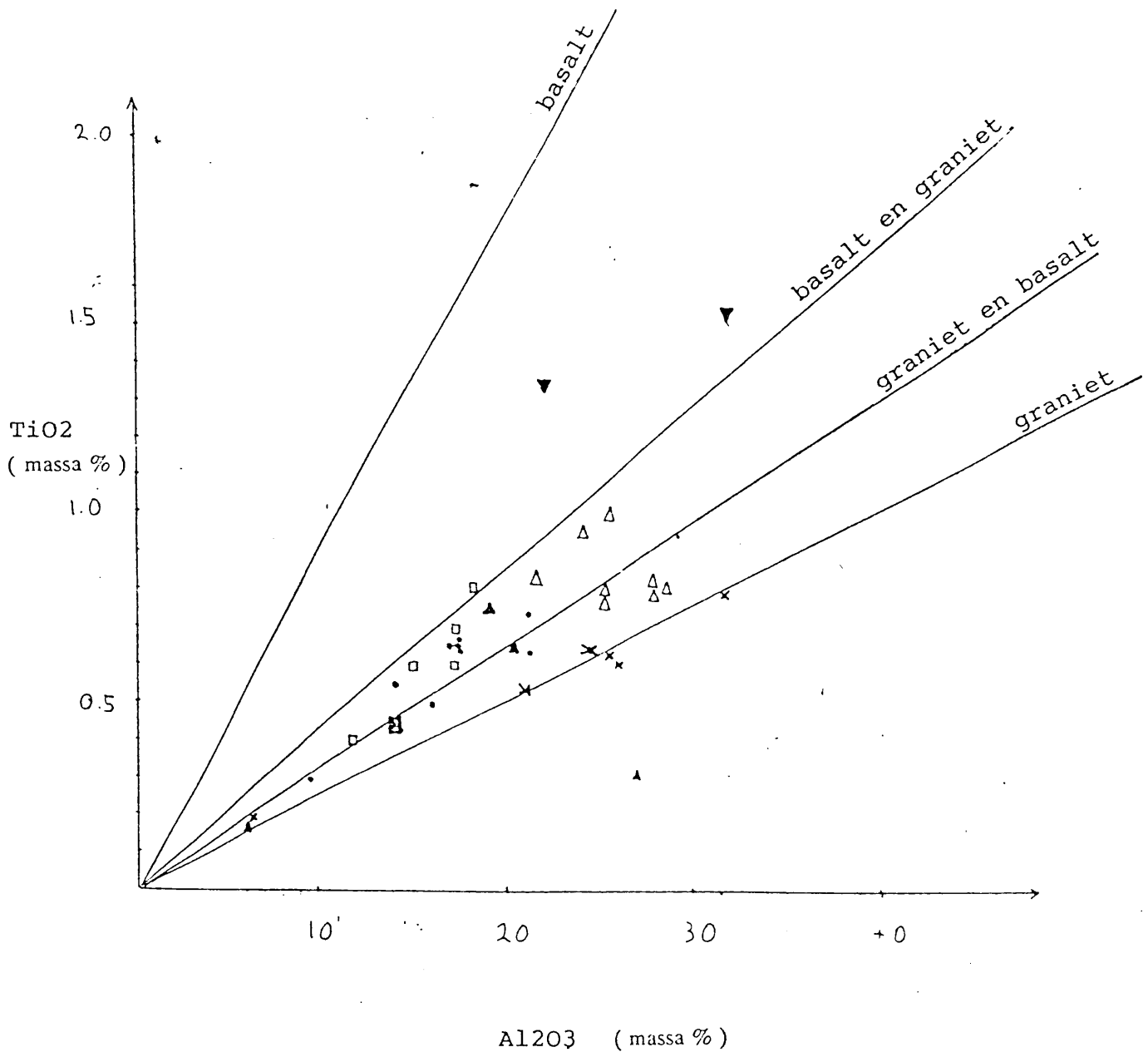




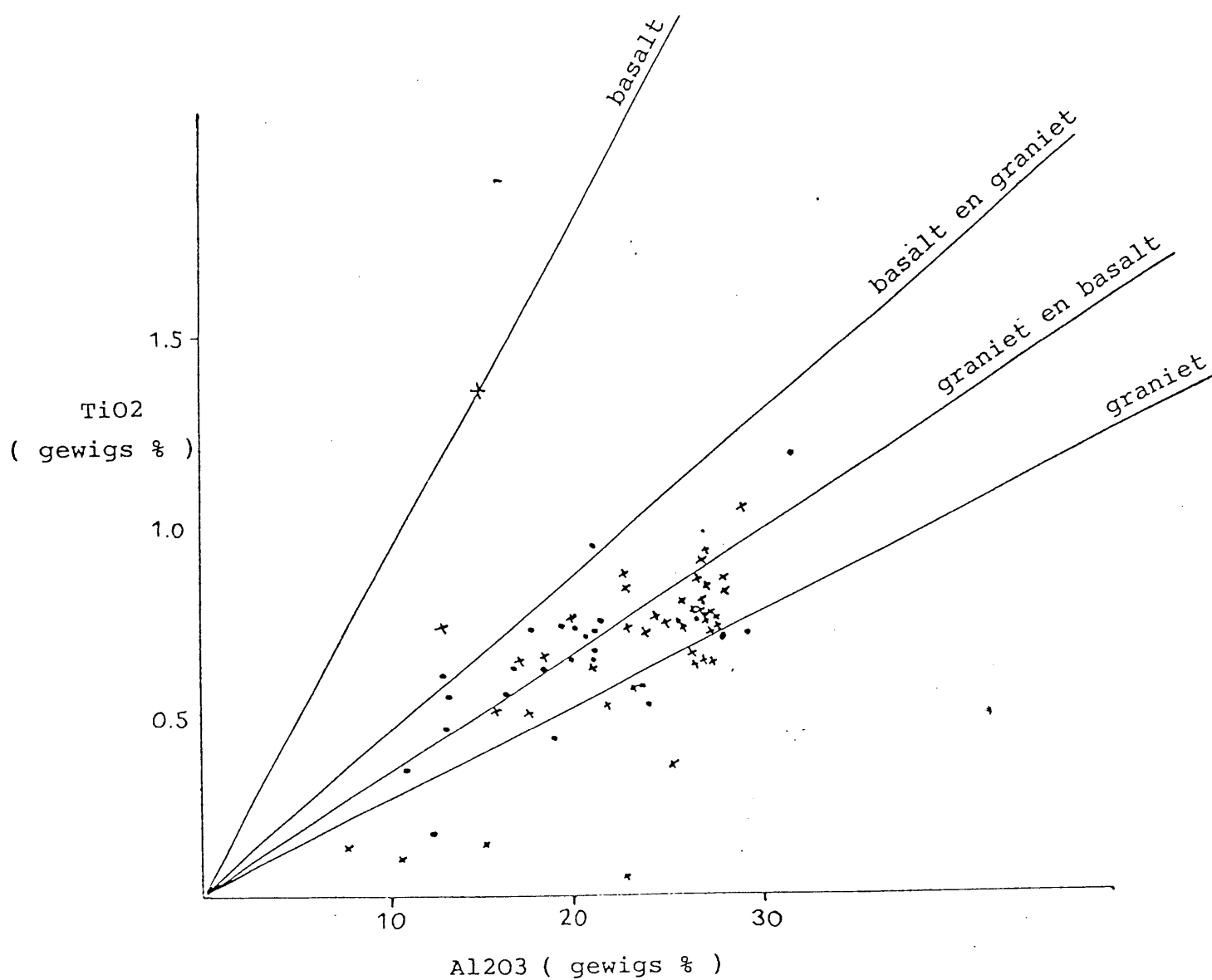
Figuur 11.6 Geochemiese klassifikasie van die Pretoria Groep sandstene, aangepas volgens Pettijohn *et al.* (1987).

- x Rayton Formasie (n=1)
- Silverton Formasie (n=1)
- Daspoort Formasie (n=1)
- ▲ Strubenkop Formasie (n=2)

Figuur 11.7  $TiO_2/Al_2O_3$  diagram vir kleistene van die Pretoria Groep; velde van brongesteentes volgens Amajor (1987).



- Rayton Formasie (n = 1)
- Silverton Formasie (n = 9)
- ▲ Strubenkop Formasie (n = 4)
- × Timeball Hill Formasie (n = 6)
- ▼ Rooihogte Formasie (n = 2)
- △ Strubenkop Formasie boorgat O (n = 8) (Böhmer, 1977)
- Rayton Formasie (van Biljon, 1949) (n = 5)



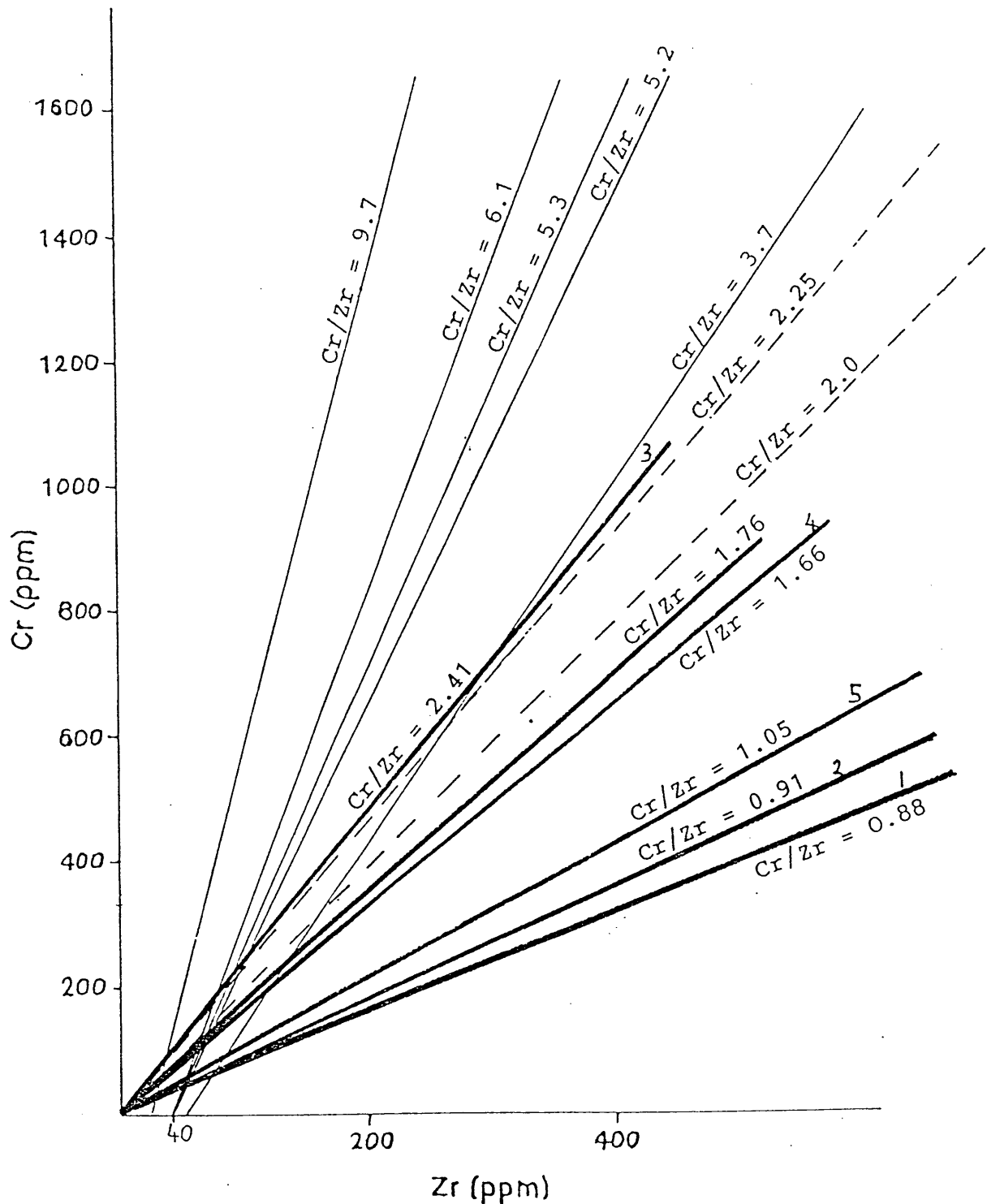
Figuur 11.8 TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram vir boorgatmonsters van Böhmer (1977); velde van brongesteentes volgens Amajor (1987)

x Timeball Hill Formasie boorgat D1 (n = 41)

• Timeball Hill Formasie boorgat O (n = 25)



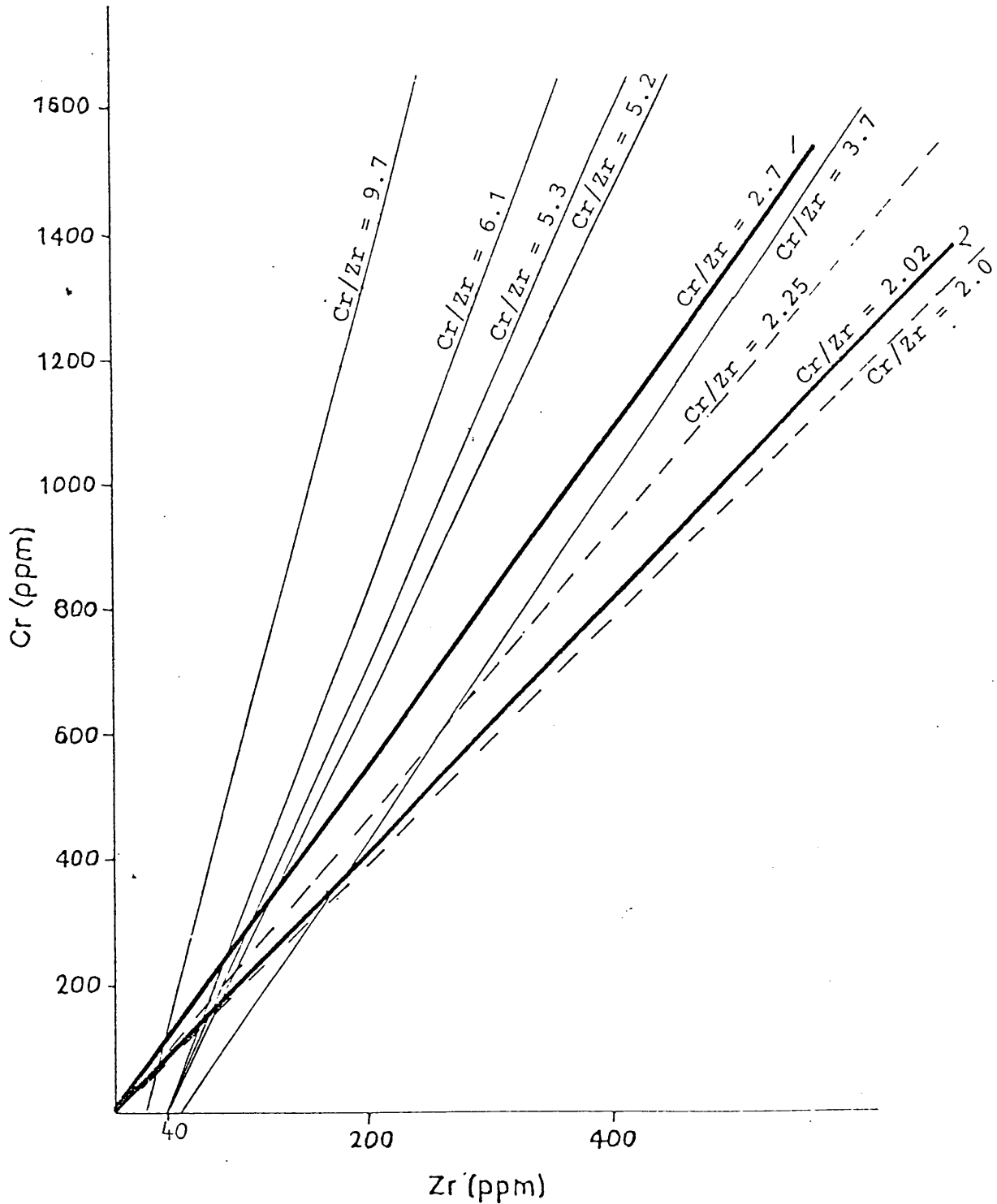
Figuur 11.9 Cr/Zr diagram vir kleistene van die Pretoria Groep.



- 1 Rayton Formasie ( n = 1 )
- 2 Silverton Formasie ( n = 9 )
- 3 Strubenkop Formasie ( n = 4 )
- 4 Strubenkop Formasie, boorgat O ( n = 8 ) ( Böhmer, 1977 )
- 5 Timeball Hill Formasie ( n = 6 )
- 6 Rooihoogte Formasie ( n = 2 )

— Verhoudings van Wronkiewicz en Condie ( 1987 )  
 - - - Verhoudings van Eriksson et al. ( 1989 ), Silverton Formasie  
 — Verhoudings van hierdie studie

Figuur 11.10 Cr/Zr diagram vir kleistene vanaf Böhmer ( 1977 ) se boorgatanalises.



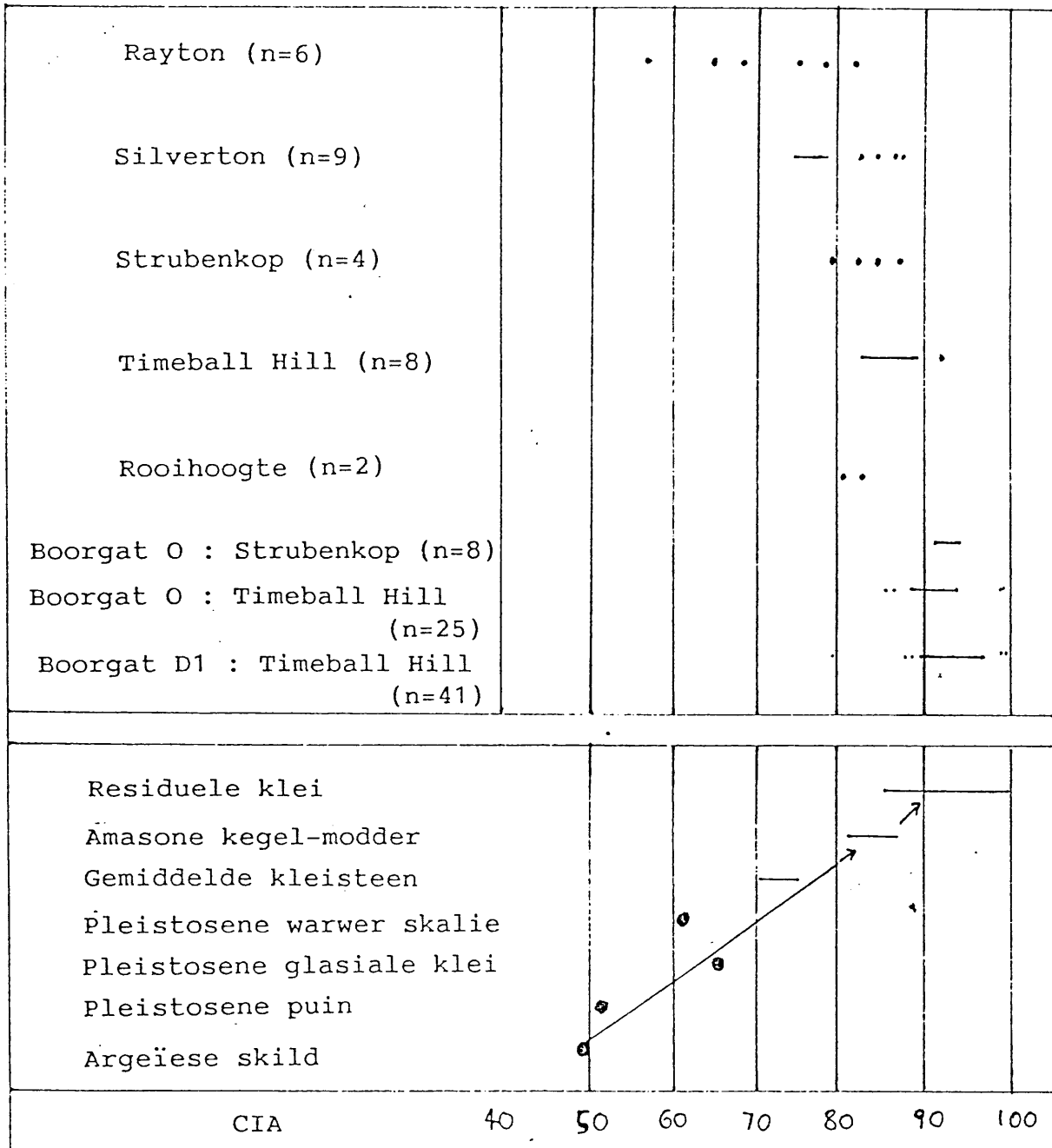
1 Timeball Hill Formasie, boorgat D1 (n = 41)

2 Timeball Hill Formasie, boorgat O (n = 25)

— Verhoudings van Wronkiewicz en Condie ( 1987 )

--- Verhoudings van Eriksson *et al.* ( 1989 ), Silverton Formasi

— Verhoudings van hierdie studie



Figuur 11.11 CIA vir kleistene van die Pretoria Groep, vergelyk met standaard gesteentes van Nesbitt en Young (1982). Dagsoom- en boorgatmonsters, laasgenoemdes is van Böhmer (1977).



	TH-1	TH-2	TH-3	TH-4	TH-6	TH-7	SK-1	SK-2	SK-3	SK-6	SV-1	SV-11	SV-111	SV-1V	SV-5	SV-6	SV-7	SV-8	SV-9	R-1
SiO <sub>2</sub>	58.56	54.63	55.04	50.97	63.33	64.09	65.68	55.47	53.69	87.35	63.54	62.52	60.74	62.55	61.72	66.54	58.68	61.96	82.64	72.29
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.59	0.63	0.79	0.55	0.61	0.73	0.29	0.65	0.17	0.55	0.57	0.55	0.55	0.73	0.52	0.63	0.63	0.31	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.72	26.00	25.35	31.55	21.33	20.27	18.92	26.61	19.91	6.00	15.74	17.48	17.17	17.40	21.16	16.08	21.30	17.62	9.53	14.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.94	7.88	8.88	6.72	6.48	7.53	6.22	5.69	14.00	3.15	7.50	3.23	8.27	8.55	5.89	1.11	8.12	7.34	2.42	5.41
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.11	0.12	0.14	0.10	0.03	0.00	0.05	0.04	0.04	0.02
MgO	1.30	0.04	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.03	0.49	0.00	2.25	3.88	2.66	3.05	0.01	2.18	2.35	2.65	0.26	0.44
CaO	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.56	0.19	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.31	0.28	0.29	0.52	0.51	0.43	0.35	0.23	0.18	0.59	1.17	0.27	0.76	0.60	0.47	0.50	0.46	0.12	0.00
K <sub>2</sub> O	3.37	3.18	3.11	2.49	3.91	3.53	3.29	6.80	2.64	1.11	2.37	4.17	4.25	4.35	3.44	1.97	2.81	4.57	1.88	3.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.09	0.20	0.20	0.09	0.18	0.19	0.04	0.35	0.00	0.09	0.14	0.06	0.19	0.00	0.01	0.03	0.04	0.09	0.06
HCO <sub>3</sub>	0.20	0.55	0.71	0.21	0.28	0.41	0.19	0.17	0.57	0.16	0.42	0.15	1.91	0.20	1.20	6.89	0.64	0.66	0.33	0.44
GV	3.80	7.06	6.30	7.28	4.36	4.77	4.59	3.90	6.67	1.61	3.34	1.56	4.39	2.37	4.72	2.66	6.09	4.16	2.91	4.03
Total	101.33	100.35	100.09	100.59	100.91	101.97	100.23	99.36	99.24	99.73	100.26	100.25	100.72	100.85	99.5	98.43	101.19	100.12	100.53	100.68
Zn	86	53	36	80	37	35	24	8.0	114	8.7	67	72	39	73	48	8.1	137	98	21	45
Cu	17	39	6.6	39	28	34	101	3.6	68	4.5	7.0	47	20	35	50	8.4	31	34	5.4	7.0
Ni	58	35	26	44	41	33	31	8.1	306	11	55	71	33	76	72	83	59	96	35	28
Co	7.6	4.3	3.0	4.5	0.0	0.0	1.1	0.7	0.0	0.4	17	27	21	13	11	6.6	14	18	5.4	2.6
Ga	34	34	31	39	26	28	25	38	31	7.8	13	22	24	20	25	21	28	29	6.9	16
Mb	0.0	2.5	3.7	2.4	2.7	0.0	1.2	1.2	0.0	2.0	0.3	4.2	0.0	1.3	6.4	1.7	0.0	0.0	0.4	0.0
Nb	18	16	19	19	15	14	15	41	16	4.6	10	12	11	15	15	14	13	12	7.7	12
Zr	145	175	163	180	172	202	267	512	194	188	211	179	199	151	239	166	108	179	248	169
Y	36	33	30	35	34	18	36	70	39	18	25	32	31	32	32	31	28	38	17	20
Sr	130	113	137	148	111	147	106	109	80	13	76	150	76	150	62	36	72	44	61	9.1
Rb	162	157	175	167	199	185	138	270	127	48	160	205	270	231	165	119	171	230	72	132
U	6.4	4.0	8.9	11	5.7	3.2	1.9	6.8	6.8	0.0	4.3	3.6	5.3	8.5	4.9	5.2	4.6	3.0	1.5	0.0
Th	23	21	18	25	21	20	14	76	19	4.8	15	13	8.5	17	19	16	14	16	3.5	6.5
Pb	18	25	20	19	24	30	26	23	13	7.0	23	37	40	45	16	13	23	28	14	27
Cr	174	195	175	194	117	171	199	56	338	162	145	244	155	219	172	117	141	202	51	149
V	162	130	154	171	105	135	131	59	134	29	99	136	145	137	151	190	147	123	44	92
Ba	725	703	896	1817	922	979	519	2276	676	771	1246	884	556	533	843	334	455	1040	1291	333
Sc	11	18	7.3	20	15	21	21	18	9.6	4.6	5.3	4.0	4.7	3.3	23	12	11	22	14	18
Sb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sn	26	0.0	8.0	0.0	12	15	22	29	25	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	15	8.0	14	6.0	6.0
W	6.0	6.0	0.0	5.0	5.0	0.0	0.0	0.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12	0.0	0.0	0.0	0.0
Se	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0
As	11	12	0.0	0.0	9.0	14	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16	36	7.0	0.0	0.0	0.0

Tabel 11.1 Chemiese analyses van dagsoommonsters van kleistene van die Pretoria Groep. Hoofelemente word aangegee as oksiede in gewigspersent; spoorelemente word in dpm aangegee. Totale yster uitgedruk as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

GV = gloeiverlies

Analises : M. R. Sharpe

Th Timeball Hill Formasie

Sk Strubankop Formasie

Sv Silverton Formasie

R Rayton Formasie



	RH4	RH5	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	62.76	53.54	55.03	57.8	59.9	54.42	58.43
TiO <sub>2</sub>	1.33	1.52	0.85	0.80	0.6	0.63	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.31	31.39	18.19	19.3	17.3	15.27	11.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.82	1.58	9.13	9.2	8.0	5.61	4.02
MnO	0.00	0.00	-	0.7	0.2	0.05	0.03
MgO	0.13	0.22	4.6	1.2	3.9	8.47	12.51
CaO	0.04	0.00	1.35	0.3	0.5	2.13	5.05
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.35	0.88	1.0	0.5	0.77	1.21
K <sub>2</sub> O	4.27	6.98	6.50	5.1	3.9	5.33	2.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.04	0.00	0.02	0.14	0.06	0.06
H <sub>2</sub> O-	0.12	0.15	1.95	4.74	5.48	2.19	2.79
GV	4.66	5.10	1.85	-	-	1.67	-
Total	99.75	100.88	100.33	99.89	100.42	99.54	99.77

Zn	11	13
Cu	53	21
Ni	39	20
Co	4	6
Ga	25	39
Mo	9	8
Nb	15	16
Zr	339	265
Y	39	41
Sr	79	163
Rb	137	211
U	<5	<5
Th	17	15
Pb	9	13
Cr	399	602
V	293	277
Ba	530	889
Sc	39	41

Tabel 11.2 Chemiese analyses van dagsoommonsters van die Rooihoogte Formasie (Rh4 en Rh5) en die Rayton Formasie (nr 1 - 5). Analises van die Rayton Formasie is dagsoommonsters van van Biljon (1949).  
Analises Rh4 en Rh5 : M.R. Sharpe  
GV = gloeiverlies



	RH-1	RH-2	TH-5	EH-2	SK-4	SK-5	DF-1	DF-2	DF-3	SV-10	MG-1	MG-2	MG-3	R-2	R-3	R-4
SiO <sub>2</sub>	56.07	68.88	18.43	68.20	15.95	17.19	97.31	92.52	94.89	86.40	97.66	98.79	94.73	84.31	97.48	94.70
TiO <sub>2</sub>	1.30	0.01	0.19	0.02	0.19	0.23	0.00	0.07	0.16	0.18	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.85	3.04	6.19	3.03	11.44	11.31	1.09	3.89	1.48	6.89	1.60	1.02	3.05	9.06	1.08	3.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.75	5.36	69.11	7.53	65.37	63.66	1.44	2.30	2.64	1.64	0.42	0.54	0.75	1.11	0.75	0.40
MnO	0.10	0.03	0.15	0.01	0.03	0.02	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01
MgO	1.95	0.22	0.12	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.18	0.00	0.00	0.16	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.00	0.01	0.89	1.14	0.07	0.63	0.08	2.00	0.29	0.31	1.11	2.10	0.15	0.78
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.02	0.20	0.07	0.67	0.81	0.00	0.02	0.02	0.07	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00
H <sub>2</sub> O-GV	0.70	0.12	0.43	0.14	0.64	0.37	0.07	0.14	0.08	0.22	0.11	0.04	0.07	0.14	0.06	0.08
	5.40	1.69	3.80	1.69	4.37	3.69	0.39	1.35	0.65	1.84	0.30	0.34	0.51	2.11	0.43	0.67
Total	100.49	99.58	98.71	100.71	99.84	98.92	100.40	100.94	100.00	99.32	100.40	101.06	100.26	98.96	99.96	99.88
Zn	239	22	128	22	46	34	12	9.7	6.1	21	6.1	8.8	16	15	8.6	7.8
Cl	102	3.9	53	6.3	133	127	4.4	2.3	4.7	8.2	0.8	2.3	1.7	0.0	1.8	0.0
Ni	195	14	74	9.4	146	99	6.8	20	4.8	25	1.2	3.7	4.7	4.3	3.8	2.3
Co	5.0	0.3	61	1.4	0.0	0.0	3.7	3.3	0.2	6.5	3.2	4.9	3.3	5.9	4.7	3.2
Ga	18	2.5	19	7.0	31	28	1.0	6.3	0.6	4.9	2.7	1.6	4.7	9.9	0.0	6.8
Mo	1.4	6.7	23	6.4	15	8.0	4.1	6.4	2.7	2.4	3.9	10	2.6	3.0	4.6	6.9
Nb	13	3.6	10	2.9	10	4.6	1.9	4.2	4.0	6.7	1.2	3.1	2.5	5.6	2.8	3.0
Zr	423	75	71	50	93	94	63	149	164	250	63	65	91	149	137	119
Y	59	6.7	25	10	36	40	5.9	9.8	7.7	14	8.0	19	8.5	26	9.5	14
Sr	119	7.4	26	13	185	150	12	14	9.1	59	13	25	12	17	16	9.5
Rb	0.7	3.9	3.9	2.8	41	51	4.4	29	5.4	58	9.1	14	30	80	8.5	29
U	4.3	0.0	32	0.0	10	10	0.0	1.8	0.9	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	2.7
Th	10	0.0	23	2.5	35	23	0.0	3.7	2.1	1.9	0.0	1.5	2.0	7.2	1.1	0.0
Pb	16	3.0	47	17	73	60	12	5.6	8.0	38	12	7.4	10	8.2	7.3	15
Cr	686	235	551	180	507	521	226	126	188	167	217	231	141	76	159	149
V	421	52	384	36	615	661	15	<15	46	28	20	<11	<12	<20	<11	<12
Ba	428	<21	86	17	498	544	41	628	<25	263	<19	140	426	572	86	117
Sc	35	8.1	17	<4.4	24	24	<3.6	<3.4	5.1	<3.7	<4.7	<4.5	<7.6	5.4	<3.6	<3.8
Sb	0.0	0.0	24	0.0	27	16	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sn	21	0.0	0.0	0.0	30	0.0	6.0	7.0	14	7.0	8.0	0.0	0.0	15	0.0	0.0
W	13	5.0	7.0	0.0	0.0	15	0.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Se	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	2.0	2.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	3.0
As	0.0	0.0	36	4.0	0.0	0.0	7.0	7.0	2.0	0.0	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabel 11.3 Chemiese analises van dagsoommonsters van die Pretoria Groep. Hoofelemente word aangegee as oksiede in gewigspersent; spoorelemente in dpm. Totale yster uitgedruk as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

GV = gloeiverlies

Analises : M. R. Sharpe

Rh Rooihoogte Formasie

Th Timeball Hill Formasie

Bh Boshoek Formasie

Sk Strubenkop Formasie

Sv Silverton Formasie

Dp Daspoort Formasie

Mg Magaliesberg Formasie

R Rayton Formasie



MONSTER NR.	D1 1	D1 2	D1 4	D1 5	D1 6	D1 7	D1 18	D1 20	D1 24	D1 25	D1 27	D1 29	D1 31	D1 33	D1 34	D1 35	D1 36	D1 37	D1 38	D1 39	D1 40	D1 42A	D1 42B	D1 44	D1 45	D1 46	D1 49	D1 50	D1 51	D1 52	D1 53	D1 55	D1 56	D1 57	D1 58	D1 59	D1 60	D1 62	D1 63	D1 64	D1 65		
% S102	56.69	40.93	54.79	54.85	50.00	57.93	56.18	54.74	55.04	56.55	71.61	68.56	61.97	58.24	62.69	59.37	58.60	50.48	57.04	51.42	51.24	52.99	65.00	52.00	61.18	55.30	55.20	55.00	54.12	48.76	52.10	56.35	51.93	54.40	53.64	56.07	53.75	52.38	60.23	50.20	65.82		
% AL2O3	22.58	14.99	27.64	13.64	16.52	26.38	26.56	24.42	28.03	25.24	15.50	10.61	22.72	25.07	22.74	26.95	16.52	26.64	23.26	29.11	26.53	22.83	12.47	25.47	19.28	27.49	26.80	27.31	24.29	27.46	27.49	27.38	26.98	26.97	27.42	25.79	26.73	22.77	26.90	21.33	18.44		
% FE2O3	9.92	31.91	9.23	24.06	25.13	7.85	8.34	10.67	8.25	10.11	6.75	15.55	8.50	9.25	8.35	12.20	7.90	10.60	10.90	8.91	12.65	15.10	13.95	12.25	10.60	8.50	8.09	8.00	11.25	12.95	10.33	7.10	10.40	8.25	8.75	8.93	9.65	13.17	4.75	7.50	4.15		
% MgO	1.25	1.27	0.14	0.64	1.04	0.19	0.50	1.01	0.13	0.54	0.52	0.66	0.09	0.14	0.11	1.01	0.26	2.21	0.29	0.58	0.90	0.57	0.74	1.34	0.25	1.01	0.87	0.89	0.13	1.63	0.90	0.83	1.30	1.34	1.13	0.23	0.94	1.75	0.08	1.79	0.31		
% CaO	0.22	2.30	0.15	0.30	0.68	0.18	0.21	0.53	0.12	0.23	0.32	0.33	0.07	0.12	0.15	0.39	0.16	1.22	0.16	0.13	0.36	0.19	0.15	0.25	0.13	0.18	0.49	0.19	0.16	0.19	0.13	0.15	0.61	0.39	0.42	0.26	0.19	0.63	0.07	3.95	0.19		
% Na2O	0.32	0.05	0.27	0.03	0.02	0.30	0.20	0.19	0.21	0.20	0.10	0.06	0.10	0.16	0.17	0.24	0.17	0.26	0.20	0.34	0.27	0.22	0.23	0.20	0.14	0.33	0.24	0.17	0.09	0.14	0.13	0.15	0.61	0.39	0.42	0.26	0.19	0.63	0.07	3.95	0.19		
% K2O	1.61	0.04	1.51	0.05	0.02	1.84	1.84	1.77	1.37	1.50	0.80	0.06	0.86	0.79	0.96	1.43	1.18	1.51	1.07	1.94	1.69	1.36	1.50	1.51	1.37	1.67	1.86	1.49	0.98	1.47	1.30	1.51	1.48	1.46	1.61	1.13	1.45	1.50	1.36	1.73	0.65		
% TiO2	0.53	0.15	0.79	1.36	0.49	0.79	0.87	0.69	0.85	0.73	0.51	0.11	0.83	0.75	0.04	0.91	0.63	0.83	0.87	1.03	0.83	0.73	0.81	0.81	0.77	0.65	0.77	0.71	0.67	0.71	0.71	0.63	0.63	0.63	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71
% P2O5	0.061	0.000	0.064	0.001	0.000	0.069	0.016	0.125	0.082	0.116	0.055	0.166	0.069	0.035	0.006	0.108	0.072	0.126	0.050	0.013	0.082	0.055	0.074	0.025	0.071	0.038	0.131	0.039	0.112	0.083	0.063	0.056	0.214	0.201	0.185	0.410	0.046	0.205	0.036	0.042	0.015		
% MnO	0.044	0.150	0.043	0.092	0.121	0.055	0.053	0.062	0.078	0.104	0.063	0.064	0.062	0.063	0.062	0.069	0.040	0.072	0.066	0.049	0.063	0.110	0.106	0.121	0.026	0.032	0.042	0.038	0.046	0.026	0.028	0.017	0.061	0.046	0.041	0.337	0.034	0.052	0.024	0.142	0.015		
% C	0.380	0.210	0.240	0.057	0.060	0.139	0.000	0.016	0.030	0.000	0.014	0.030	0.093	0.053	0.325	0.038	0.272	0.379	0.090	0.053	0.061	0.065	0.153	0.027	0.038	0.091	0.097	0.046	0.070	0.873	0.265	0.370	0.356	0.428	0.472	0.520	0.551	0.606	1.160	3.720			
% CO2	0.040	0.510	0.030	0.160	0.020	0.230	0.280	0.140	0.280	0.110	0.110	0.030	0.120	0.030	0.150	0.060	0.160	0.080	0.060	0.030	0.020	0.000	0.020	0.010	0.030	0.020	0.040	0.030	0.230	0.000	0.060	0.040	0.440	0.270	0.250	0.250	0.150	0.340	0.050	6.430	0.100		
% S	0.036	0.875	0.034	0.030	0.040	0.038	0.039	0.075	0.020	0.022	0.010	0.015	0.043	0.034	0.022	0.088	0.032	0.050	0.044	0.035	0.029	0.024	0.036	0.026	0.021	0.051	0.022	0.034	0.036	0.020	0.031	0.039	0.034	0.037	0.049	0.030	0.276	0.030	0.028	0.087	0.45		
% H2O+	5.66	6.95	4.99	5.39	5.88	4.71	4.67	5.39	5.05	4.97	3.12	3.82	4.29	4.87	4.30	5.61	4.12	5.37	4.96	5.87	5.54	5.33	5.23	5.45	5.35	4.57	4.83	5.24	6.58	6.04	5.70	5.16	5.33	5.13	5.17	5.04	5.16	5.40	4.82	4.73	3.41	0.45	
% H2O-	0.44	0.38	0.59	0.24	0.28	0.37	0.41	0.38	0.33	0.29	0.32	0.39	0.46	0.42	0.39	0.45	0.34	0.39	0.35	0.47	0.35	0.43	0.34	0.37	0.46	0.37	0.46	0.32	0.35	0.34	0.34	0.33	0.33	0.34	0.34	0.37	0.33	0.39	0.33	0.39	0.45	0.45	
TOTAAL	99.78	100.71	100.51	100.90	100.30	101.07	100.17	100.21	99.87	100.71	99.79	100.44	100.20	100.06	100.19	109.21	90.17	100.11	99.70	100.02	100.61	100.00	100.63	99.99	99.91	100.22	99.96	99.55	100.06	99.90	100.17	100.22	100.24	99.94	100.28	100.15	100.14	100.01	100.37	99.96	99.26		
LI	20	15	23	23	35	24	37	34	32	46	27	23	21	18	22	38	26	29	27	33	42	45	45	38	35	31	37	40	35	53	45	38	44	48	47	42	43	68	25	35	21		
RB	112	5	22	2	4	28	255	255	19	185	48	3	15	10	63	11	175	34	190	180	32	106	100	15	180	210	160	5	94	73	73	77	39	77	13	213	83	18	76	110			
CS	1.1	2.2	15.5	1.5	1.0	11.6	16.6	14.5	9.7	7.9	9.5	0.5	11.3	15.4	10.2	20.4	7.2	18.3	13.1	23.7	7.9	12.5	13.4	14.1	21.6	20.8	26.8	15.1	17.9	18.6	18.0	18.1	14.7	16.8	17.4	24.3	10.8	15.0	15.8	18.1	13.8		
ZR	109	75	138	200	92	107	99	98	75	109	91	58	100	105	91	137	75	94	103	109	89	121	113	121	103	105	104	87	86	99	92	93	90	105	80	87	103	71	103	105	94		
HF	0.6	1.5	3.2	4.4	2.3	1.0	2.1	2.7	0.6	0.5	1.7	1.1	0.1	4.4	1.7	0.2	2.2	2.9	2.9	1.3	5.0	2.4	2.9	3.1	2.5	1.7	1.7	2.9	2.1	2.5	2.5	1.6	1.5	1.6	1.7	2.4	1.1	2.3	2.0	1.0			
CR	155	300	181	408	160	210	450	460	245	160	285	415	160	160	105	520	120	300	120	305	335	190	135	150	140	230	130	350	195	200	210	276	255	390	460	265	265	230	415	314	190		
BE	2.6	0.5	2.2	0.8	0.6	2.7	2.4	1.7	2.3	2.2	1.0	0.6	1.8	2.2	1.5	2.3	1.1	2.7	2.6	3.5	2.3	2.6	2.7	2.5	2.3	1.8	1.6	1.7	2.9	3.8	1.5	1.8	2.3	2.0	2.6	2.5	2.2	1.3	1.7	6.0	1.2		
HQ	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0		
B	32	4	51	4	9	31	20	50	28	25	10	8	27	30	25	48	28	40	36	40	26	34	28	27	10	31	27	21	21	23	29	27	25	22	22	26	22	33	35	24			
ZR/HF	181.67	50.00	43.13	45.45	40.00	107.00	47.14	36.30	125.00	218.00	53.53	52.73	1000.00	23.86	53.53	685.00	34.09	32.41	35.52	83.85	17.80	50.42	38.97	41.72	33.23	42.00	61.18	29.66	47.14	36.80	37.20	56.25	70.00	50.00	51.18	42.92	64.55	44.78	52.50	94.00			
LI/MGO	16.00	11.81	164.29	35.94	33.65	126.32	74.00	33.66	246.15	85.19	51.92	34.85	233.33	128.57	200.00	37.82	100.00	13.12	93.10	56.90	46.67	78.95	60.81	28.36	140.00	30.69	42.53	44.94	269.23	32.52	60.00	33.85	35.82	41.59	182.61	45.74	38.86	416.67	19.55	67.74			
LI/NA2O	62.50	300.00	85.19	766.67	1750.00	80.00	185.00	178.95	152.38	230.00	270.00	383.33	210.00	112.50	129.41	158.33	152.94	111.54	135.00	97.06	155.56	204.55	195.65	190.00	250.00	93.94	184.17	235.29	388.89	378.57	348.15	271.43	338.46	369.23	313.33	323.08	226.32	485.71	192.31	152.17	140.00		
RB/K2O	69.57	125.00	14.57	40.00	200.00	15.22	138.59	144.07	13.87	123.33	60.00	50.00	17.44	12.66	10.42	44.06	9.73	115.89	31.78	97.94	106.51	23.53	70.67	66.23	10.95	107.78	5.10	63.95	56.15	48.34	52.03	26.71	47.83	11.50	129.09	57.24	12.00	55.88	63.58				
CS/K2O	0.68	55.00	10.26	30.00	50.00	6.30	9.02	8.19	7.08	5.27	11.88	8.33	13.14	19.49	10.63	14.27	6.37	12.12	12.24	12.22	4.67	9.19	8.93	9.34	15.77	12.46	10.13	18.27	12.85	13.85	11.99	9.93	11.51	10.81	21.50	6.65	10.34	10.53	13.31	7.98			
CS/B	0.03	0.55	0.31	0.42	0.12	0.37	0.85	0.29	0.34	0.32	0.9																																



MONSTER NR.	O 128	O 130	O 131	O 132	O 134	O 143	O 145	O 147	O 151	O 152	O 159	O 162	O 164	O 166	O 169	181	O 182	O 186	O 188	O 190	O 191	O 193	O 195	O 197	O 200
X S102	62.78	58.47	60.55	60.16	57.32	63.83	63.49	59.98	64.41	63.10	53.01	72.63	46.88	67.24	50.50	8.31	65.19	67.12	56.28	54.18	58.78	83.58	55.43	75.96	63.88
X AL203	20.57	21.00	21.31	20.32	21.46	15.60	18.35	20.11	18.55	19.58	29.08	12.75	31.60	11.95	17.50	3.28	16.40	10.49	27.15	25.95	27.76	24.30	23.90	12.49	21.24
X FE203	8.27	9.55	6.28	8.10	9.20	7.90	7.65	10.91	6.10	6.50	11.95	8.20	10.20	15.30	21.70	1.40	12.50	17.15	9.00	8.75	10.62	14.92	9.05	3.60	4.00
X MGO	1.30	0.98	0.82	0.93	0.91	1.51	1.48	1.62	0.66	0.99	0.52	0.79	0.53	0.83	1.91	1.11	1.11	0.72	0.38	0.47	0.69	1.99	0.74	0.22	0.44
X CAO	0.50	0.53	0.51	0.53	0.49	0.80	1.18	0.67	0.40	0.51	0.21	0.08	0.15	0.37	0.35	0.37	0.08	0.07	0.10	0.21	0.28	1.22	0.29	0.10	0.07
X NA20	0.35	0.30	0.32	0.41	0.37	0.59	0.71	0.32	0.36	0.30	0.15	0.14	0.50	0.07	0.08	0.14	0.13	0.05	0.14	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13
X K20	1.59	1.46	1.48	1.46	1.45	1.42	1.36	1.59	1.50	1.43	1.19	0.81	3.20	0.56	0.50	0.57	1.16	0.02	1.46	1.57	1.42	1.02	1.66	1.38	1.90
X T102	0.72	0.65	0.67	0.71	0.73	0.57	0.62	0.73	0.45	0.67	0.73	0.55	1.20	0.19	0.73	0.47	0.63	0.37	0.77	0.75	0.72	0.52	0.59	0.60	0.97
X P205	0.107	0.181	0.125	0.160	0.208	0.130	0.136	0.106	0.064	0.042	0.096	0.033	0.044	0.285	0.141	0.022	0.032	0.044	0.029	0.113	0.115	0.680	0.134	0.042	0.053
X MNO	0.048	0.041	0.037	0.038	0.036	0.044	0.048	0.060	0.025	0.022	0.157	0.027	0.115	0.041	0.272	0.065	0.067	0.021	0.015	0.029	0.045	0.028	0.028	0.001	0.058
X C	0.183	0.132	0.208	0.001	0.181	0.050	0.153	0.180	0.333	0.220	0.175	0.131	0.001	0.001	0.175	0.120	0.053	0.020	0.087	0.169	0.008	0.250	0.830	0.374	1.870
X CO2	0.008	0.018	0.008	0.001	0.058	0.028	0.039	0.144	0.028	0.198	0.018	0.008	0.008	0.038	0.008	0.018	0.008	0.008	0.030	0.008	0.019	0.008	0.018	0.128	0.058
X S	0.024	0.020	0.025	0.035	0.031	0.038	0.033	0.051	0.023	0.026	0.032	0.004	0.004	0.004	0.032	0.031	0.020	0.008	0.073	0.037	0.021	0.020	0.098	0.075	0.050
X H2O+	3.30	5.30	4.44	6.08	6.02	4.95	4.43	3.24	6.70	4.66	3.79	3.24	4.20	3.70	3.89	4.35	3.70	4.44	2.50	6.42	3.28	1.44	4.35	4.39	3.79
X H2O-	0.25	0.19	0.20	0.21	0.22	0.23	0.31	0.28	0.28	0.27	0.19	0.12	0.34	0.29	0.40	0.31	0.23	0.24	0.14	0.16	0.22	0.21	0.34	0.24	0.42
TOTAL	100.00	98.82	98.98	99.14	98.68	99.69	99.99	99.99	99.88	98.52	101.30	99.51	98.97	100.87	98.19	0.57	101.31	100.77	98.15	98.95	100.12	100.33	97.59	99.73	98.90
LI	34	41	50	46	45	33	35	45	29	30	33	52	38	89	100	9	70	85	33	37	62	126	69	179	25
RB	201	185	185	120	110	88	92	108	185	170	89	55	126	29	29	9	78	3	104	107	70	57	20	86	90
CS	15.1	15.2	17.2	19.8	20.2	11.0	14.8	12.7	20.4	13.5	11.9	5.6	23.6	11.3	11.5	9.1	7.5	1.1	14.0	14.9	15.4	9.1	20.6	10.3	14.1
ZR	81	86	66	58	98	71	120	90	89	81	138	117	205	52	45	4	82	52	108	86	68	46	77	49	83
HF	1.9	3.2	1.3	1.0	3.1	1.6	1.2	1.7	1.6	1.5	1.3	2.2	3.1	2.5	2.0	0.4	1.3	0.6	2.2	1.5	1.2	0.5	0.9	2.2	0.2
SCR	145	155	235	150	180	90	275	120	160	195	120	130	325	290	330	5	120	285	255	12	740	300	285	120	275
BE	1.1	1.5	1.2	1.0	1.5	0.9	1.4	1.3	1.6	1.4	3.2	0.9	3.5	0.9	3.0	2.0	1.0	0.6	2.4	2.1	1.4	2.0	2.2	0.9	1.2
MO	4.4	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	4.2	2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0	< 2.0
B	23	24	27	30	28	8	10	15	35	28	42	16	50	21	8	3	21	9	26	21	27	24	29	108	49
ZR/HF	42.63	26.88	50.77	58.00	31.61	44.38	100.00	52.94	55.63	54.00	106.15	53.18	66.13	20.80	22.50	5.00	63.08	86.67	49.09	57.33	56.67	92.00	85.56	22.27	415.00
LI/MGO	26.15	41.84	60.98	49.46	49.45	21.85	23.65	27.78	43.94	30.30	63.46	65.82	71.70	107.23	52.36	1.17	63.06	118.06	86.84	78.72	89.86	63.32	93.24	813.64	56.82
LI/NA20	97.14	136.67	156.25	112.20	121.62	55.93	49.30	140.63	80.56	100.00	220.00	371.43	76.00	1271.43	1250.00	4.29	538.46	1700.00	235.71	284.62	442.86	900.00	530.77	1376.92	192.31
RB/K20	126.42	126.71	125.00	82.19	75.86	61.97	67.65	67.92	123.33	118.88	74.79	67.90	39.38	51.79	58.00	0.88	67.24	150.00	71.23	68.15	49.30	55.88	12.05	62.32	47.37
CS/K20	9.50	10.41	11.62	13.56	13.93	7.75	10.88	7.99	13.60	9.44	10.00	6.91	7.37	20.18	23.00	5.96	6.47	55.00	9.59	9.49	10.85	8.92	12.41	7.46	7.42
CS/B	0.66	0.64	0.65	0.65	0.73	1.39	1.48	0.85	0.59	0.48	0.28	0.35	0.47	0.53	1.44	0.69	0.36	0.13	0.54	0.72	0.58	0.37	0.70	0.10	0.29

Tabel 11.5. Hoof- en spoorelemente van die Timeball Hill Formasie (volgens Böhmer 1977, boorgat O) (sien Figuur 11.1 vir ligging van boorgat) Hoofelemente word aangegee as oksiede in gewigspersent; spoorelemente word in dpm aangegee. Totale yster uitgedruk as Fe2O3



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	61.01	60.71	68.72	67.14	62.6	64.80	64.21	62.13	65.47	66.90	63.04
TiO <sub>2</sub>	1.50	0.66	0.48	0.66	0.66	0.70	0.72	0.78	0.49	0.78	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.64	26.13	18.72	19.01	16.77	16.90	17.02	18.11	16.11	16.67	18.63
FeO.T	3.36	7.96	7.62	6.53	7.22	5.66	6.71	7.33	5.85	5.87	7.66
MnO	0.0	0.02	0.03	0.07	0.18	0.06	0.50	0.10	0.07	0.06	0.12
MgO	0.19	0.26	0.27	2.17	5.45	2.86	2.70	3.57	2.50	2.59	2.60
CaO	0.02	0.12	0.00	0.23	1.64	3.63	3.44	2.22	4.10	0.53	1.31
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.42	0.31	0.59	0.77	1.14	1.44	2.68	2.80	1.50	1.02
K <sub>2</sub> O	5.91	3.47	3.63	3.46	4.66	3.97	3.58	2.92	2.37	4.97	4.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.19	0.16	0.07	0.06	0.13	0.19	0.17	0.14	0.14	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.05	0.04	0.05	0.00						
NiO	0.0	0.01	0.01	0.01	-						

Tabel 11.7 Gemiddelde hoofelementsamestelling (in oksiede as gewigs persent) van kleistene van die Pretoria Groep vergelyk met internasionale kleisteen analyses.

- 1) gemiddelde analise van die Rooihogte Formasie (n = 2)
- 2) gemiddelde analise van die Timeball Hill Formasie (n = 6)
- 3) gemiddelde analise van die Strubenkop Formasie (n = 4)
- 4) gemiddelde analise van die Silverton Formasie (n = 9)
- 5) gemiddelde analise van die Rayton Formasie insluitende analyses van van Biljon (1949) (n = 6)
- 6) gemiddelde Noord-Amerikaanse kleisteen (Gromet et al., 1984)
- 7) gemiddelde kleisteen (Clark, 1924)
- 8) gemiddelde kanadese Argeïese kleisteen (Cameron en Garrels, 1980)
- 9) gemiddelde russiese Argeïese kleisteen (Ronov en Migdisov, 1971)
- 10) gemiddelde kanadese Proterosoïse kleisteen (Cameron en Garrels, 1980)
- 11) gemiddelde russiese Proterosoïse kleisteen (Ronov en Migdisov, 1971)



	1		2		3		4		5	
	g	S	g	S	g	S	g	S	g	S
SiO <sub>2</sub>	58.51	6.52	57.77	5.2	65.55	15.47	65.11	7.21	60.15	6.16
TiO <sub>2</sub>	1.43	0.13	2.44	0.08	0.46	0.27	0.59	0.12	0.63	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.35	7.12	24.87	4.0	17.86	8.61	16.86	3.58	15.98	2.87
FeO.T	3.2	2.29	7.57	0.88	7.27	4.69	6.34	2.72	6.9	2.17
MnO	0	0	0.003	0.008	0.008	0.02	0.07	0.05	0.02	0.29
MgO	0.18	0.06	0.25	0.52	0.13	0.24	2.10	1.19	5.19	4.58
CaO	0.02	0.03	0.018	0.04	0	0	0.21	0.28	1.56	1.88
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.11	0.40	0.12	0.30	0.11	0.57	0.32	0.73	0.42
K <sub>2</sub> O	5.63	1.92	3.27	0.48	3.46	2.41	3.36	1.02	4.44	1.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.04	0.18	0.08	0.15	0.16	0.07	0.06	0.06	0.05
Totaal	95.67		96.77		95.19		95.28		95.84	

Tabel 11.8 Gemiddeldes en standaardafwykings van hoofelemente vanaf kleistene (n = 27), van die Pretoria Groep. Die monsters is op die oppervlak versamel.

- 1 Rooihoogte Formasie ( n = 2 )
- 2 Timeball Hill Formasie ( n = 6 )
- 3 Strubenkop Formasie ( n = 4 )
- 4 Silverton Formasie ( n = 9 )
- 5 Rayton Formasie ( n = 6 ) vyf van die analyses is volgens van Biljon, 1949 )

g gemiddelde  
 S standaardafwyking  
 FeO.T stel totale yster voor

	1	2	3	4	5	6	7
Zn	12.5	55.17	38.68	68.68		114	323
Cu	37.0	27.27	44.28	26.64		75	66
Ni	29.5	39.5	89.03	68.89	58	57	127
Co	5.0	3.23	0.55	15.44	26	22	35
Ga	32.0	32.0	25.45	21.77		20	16
Mo	8.5	1.88	1.10	1.62		4	2
Nb	15.5	16.83	12.77	11.96			
Zr	302.0	166.17	290.25	184.33	200		
Y	40.0	31.0	40.75	29.56		25	18
Sr	121.0	131.0	77.0	83.0	142	69	199
Rb	174.0	174.17	145.75	176.0	125	174	91
U	5.0	6.53	3.88	4.58	3	6	2
Th	16.0	21.33	28.45	13.56	12		
Pb	11.0	22.67	17.25	27.11		22	26
Cr	500.5	171.0	188.75	160.22	124	105	133
V	285.0	142.83	88.25	129.11		188	130
Ba	709.5	1007.0	1058.0	775.78	636	492	550
Sc	40.0	15.38	13.3	11.76	15	16	16
Li						60	42
Cs					5		
Hf					6		
Be						4	3
B	n.b.	113.0	129.5	91		25	33

Tabel 11.9 Gemiddelde spoorelementinhoud van dagsoommonsters van kleistene van die Pretoria Groep, in vergelyking met spoorelementkonsentrasies van uitgesoekte internasionale kleisteen analises.

- 1) gemiddelde Rooihoogte Foormasie kleisteen (n = 2)
- 2) gemiddelde Timeball Hill Formasie kleisteen (n = 6)
- 3) gemiddelde Strubenkop Formasie kleisteen (n = 4)
- 4) gemiddelde Silverton Formasie kleisteen (n = 9)
- 5) gemiddelde van Noord-Amerikaanse kleisteen (Gromet et al., 1984)
- 6) gemiddeld van kanadese Proterosoïse kleisteen (Cameron en Garrels, 1980)
- 7) gemiddeld van kanadese Argeïese kleisteen (Cameron en Garrels, 1980)

(Boorwaarde vir die Rayton Formasie is 83 dpm)

n.b. = nie bepaal nie

## Hoofstuk 12

### Interpretasie van afsettingstoestande

'n Algemene kontinentale afsettingsomgewing word vir die Pretoria Groep voorgestel, gestaaf deur:

- 1) dominante voorkoms van arkoses en arkosiese wakke onder die sandstene (Figuur 12.1)
- 2) dominant wind- en golf-gevormde riffelmerke en die algemene afwesigheid van klots-riffelmerke in die Pretoria Groep (Figure 2.8, 3.13, 6.5, 7.17, 8.15, 9.15 en 10.28)
- 3) lae B-waardes in die geochemiese analises van die modderstene (Tabel 11.4 en 11.5).

Vervolgens word elke formasie afsonderlik bespreek.

#### Rooihoogte Formasie

Die oorheersende voorkoms van swak gesorteerde korrel- en matriks-ondersteunde konglomeraat, rolsteendraende, growwe sandsteen asook rolsteendraende kleistene dui op moontlike stroom en gravitasievloeiërs, wat tipies is van 'n alluviale waaier (Bull, 1972; Nilsen, 1982).

Die voorkoms van arkoses en arkosiese wakke (Figuur 12.1) ondersteun ook 'n puinwaaier afsetting (Houseknecht *et al.*, 1978 ). Die teenwoordigheid van modder (kleimineraal) in gravitasievloeiërs is noodsaaklik om 'n groter stukrag aan sulke vloeiërs te verleen (Lowe, 1982); die kleimineraalinhoud in die Rayton Formasie variëer aansienlik en is in sommige gevalle kleiner as 15% vir die litiese areniete en in ander gevalle veroor die 75%. In albei gevalle is die matriks egter ysterryk, wat volgens Nilsen (1982) ook 'n kenmerk van alluviale waaier is.

Die dominante voorkoms van die konglomeraatfasies, met sy kenmerkende swak gesorteerde, meestal hoekig tot half afgeronde



klaste, dui ook op moontlike afsetting deur puinwaaiers, wat gekenmerk word deur die teenwoordigheid van matriks- sowel as korrel-ondersteunde konglomeraat (Nilsen, 1982); beide kom in die Rooihoogte Formasie voor. Die voorkoms van lokale imbrikasie dui op stroomafsettings (Lowe, 1982), en die matriks= ondersteunde konglomeraat waarskynlik op gravitasievloeiërs (Nilsen, 1982). Die hoekige, swak gesorteerde chert-konglomerate aan die basis van die een profiel (Figuur 2.3), dui op vinnige afsetting van die sedimente onder hoë-energie toestande. Volgens die baie hoekige klasvorms is die sedimente waarskynlik nie baie ver vervoer nie. So-iets mag dalk die gevolg van 'n rotsstorting langs die hellende paleo-karsttopografie (Button, 1973) van die Chuniespoort Groep wees. Sulke rotsstortings is tipies van alluviale waaiers (Bull, 1972; Nilsen, 1982). 'n Digtheidsgemodifiseerde korrelvloeimeganisme (Lowe, 1976) sal 'n moontlike oplossing vir die matriks-ondersteunde konglomeraat bied. Die opwaarts grofwordende tendens in die Rooihoogtekonglomerate, litiese grouwaksamestelling van die matriks van die konglomeraat, die swak sortering en swak afronding is tipies van 'n digtheidsgemodifiseerde korrelvloeier (Lash, 1984). Afsetting deur 'n digtheidsgemodifiseerde korrelvloeier geskied waarskynlik deur "opvriesing" ("freezing"), dws wanneer daar nie genoeg energie is om die sediment te vervoer nie (Lash, 1984). Die swak, lokale imbrikasie kan die gevolg van vloeistofontsnapping tydens vervoer wees, wat dan tot lokale stroomvloeisedimentasie kon gelei het (Lash, 1984). Hierdie kombinasie van stroomvloei en digtheidsgemodifiseerde korrelvloeiers is tipies van alluviale waaiers (Bull, 1972; Nilsen, 1982).

Uit die moontlikheid van 'n digtheidsgemodifiseerde korrelvloeierafsetting volg 'n meer proksimale alluviale waaieromgewing en 'n moontlike droë paleoklimaat (Nilsen, 1982). Dit word bevestig deur die teenwoordigheid van windriffelmerke (Figuur 2.8), wat op 'n droë paleoafsettingsomgewing dui. Die onderliggende sandstene van die Polo-Ground Lid verteenwoordig moontlik meer afwaarts-geleë

sedimentasie op die alluviale waaier. Uit die teenwoordigheid van golfriffelmerke volg dat daar 'n distale vlakwater omgewing ook lokaal teenwoordig moes gewees het.

Die sandsteenfasies word gekenmerk deur die teenwoordigheid van horisontale sowel as kruislaminasies, golfriffelmerke en langwerpige klaste wat parallel aan die laagvlakke lê. Die horisontale laminasies kan waarskynlik aan boonste vloeiregimeafsetting, dws hoë-energie toestande, toegeskryf word. Hierdié afsettings verteenwoordig waarskynlik vloeidekbladafsettings wat algemeen in die afwaartse gedeeltes van 'n alluviale waaier voorkom (Nilsen, 1982). Die planêre kruislaminasies is moontlik die gevolg van kleinskaalse reguit riffelvloevormmigrasie onder relatief lae-energie toestande (Collinson en Thompson, 1989). Die teenwoordigheid van golfriffelmerke suggereer die teenwoordigheid van golfaksies in die paleoafsettingsomgewing (Collinson en Thompson, 1989). Die langwerpige, afgeplatte klaste, wat in een profiel (Figuur 2.4) naby die onderste en boonste kontakte gekonsenteer is, verteenwoordig moontlik laminêre vloei, waar as gevolg van die wrywingsweerstand naby die stroombedding, die klaste 'n horisontale voorkeurorientasie toon (Lowe, 1982). Hierdie voorkeurorientasie word tot 'n mate deur die oorspronklike plat voorkoms van die chertrolstene beklemtoon. Die opwaartse gradering vanaf rolsteendraende na horisontaal- en kruisgelamineerde sandsteen, verteenwoordig waarskynlik 'n gradering vanaf laminêre na stroomvloesedimentasie. Soortgelyk is daar 'n graderende kontak tussen die sandsteen en die hoërliggende konglomeraatfasies. In die laasgenoemde dun graderende kontakzone, ongeveer 0.5m dik, kom weereens laaggebonde, afgeplatte rolstene voor, wat opwaarts na die konglomeraat fasies oorgradeer. Weereens kan hierdie voorkeurorientasie van die rolstene moontlik aan laminêre vloei toegeskryf word (Lowe, 1982).

Die kleisteenfasies word gekenmerk deur rolsteendraende kleisteen asook kleisteen met dun sliksteenlense, windriffelmerke en

horisontale laminasies. Die horisontaal-gelamineerde kleisteen verteenwoordig moontlik afsetting van fyn, klastiese sedimente uit suspensie onder lae- energie toestande, en die meestal afgeplatte, langwerpige kleisteenklaste in die rolsteendraende kleisteen moontlik op herwerking van die onderliggende kleistene (Long, 1978). Die voorkoms van hierdie kleisteenklaste parallel aan die laagvlakke mag moontlik weer as gevolg van laminêre vloei wees. Die blootstelling van die windriffelmerke is baie swak en dikwels is die kruine effens afgeplat, wat dan die indruk van lang, dun lense, pleks van windriffelmerke skep. Sulke windriffels kan as gevolg van wind wat oor droë, ongekonsolideerde sand waai, vorm (Collinson en Thompson, 1989). Die voorkoms van die opwaarts fynerwordende kleipilkonglomerate en kleipilkonglomeraatlense, met tot 2cm groot klaste, in 'n oorheersende modderige matriks, suggereer moontlike moddervloei- of stroomvloeiafsettings (Lowe, 1982). Die klaste is meestal van klei- en slikstene met ondergeskikte chert, wat op moontlike herwerking van die onderliggende gesteentes dui. Die soms lensagtige voorkoms van hierdie kleipilkonglomerate verteenwoordig waarskynlik lokale herwerking van die onderliggende gesteentes, en die opwaarts fynerwordende tendense 'n moontlike afname van die energievlak, wat in ooreenstemming is met moddervloeiafsettings (Lowe, 1982).

Die Rooihoogte Formasie verteenwoordig dus moontlik 'n alluviale waaier wat in 'n vlakwater omgewing inbeweeg het, dws 'n waaier-delta. Swak golf- en stroomaksies het moontlik die sedimente van die sandsteenfasies gedeeltelik herwerk om kleinskaalse kruislae en golfriffelmerke te lewer. Die kleistene kon dalk in die dieper gedeelte van die meer neergelê gewees het. Die moontlikheid van swak getyaksies kan volgens die bimodale roosdiagramme vanaf die planêre kruislae in Figuur 2.1 nie uitgesluit word nie. Volgens Schopf (1980) kan klein getyverskille, van 6 - 8cm, wel in binnelandse mere aangetref word. Volgens die roosdiagramme van die planêre kruislae was die vloei van water in 'n noord - suid rigting, terwyl die imbrikasie op vervoer uit die suide na die noorde dui, dit wil sê die algemene waaier-aanvoerrigting was dus



waarskynlik uit die suide. Golwe, wat verantwoordelik was vir die vorming van die golfriffelmerke, is heel waarskynlik meestal deur wind aangedryf en volgens Figuur 2.7 het die golwe in 'n Noord-Suid rigting beweeg. 'n Daling van die watervlak sou aanleiding tot die vorming van windriffelmerke kon gegee het met gevolglike uitbouing van die growwer sedimente, soos bv die Bevets Konglomeraat Lid, wat in die twee profiele bokant die Polo-Ground Lid se sandstene lê. So 'n daling in watervlak met gepaardgaande afsetting op 'n alluviale waaier/waaier-delta bevoordeel eerder 'n lakustriene as 'n mariene omgewing (Picard en High, 1972). Daar sal egter meer oor die vraag van lakustriene/mariene omgewing uitgebrei word na afloop van die interpretasie van al die formasies.

#### Timeball Hill Formasie

Die voorkoms van opwaarts growwerwordende gesteenteopeenvolgings, tussengelaagde klei- en slikstene met lokale sandsteenlense, asook tekens van kom-herwerkingsprosesse, ondersteun 'n deltaïese afsettingsmodel vir die Timeball Hill Formasie.

Die basale koolstofryke kleisteenfasies, met sy kenmerkende horisontale laminasies en lensagtige gelaagdheid, mag wel afsetting op 'n prodelta verteenwoordig. Die horisontale laminasies suggereer suspensie afsetting, en die pirietskulle in die kleistene op 'n suurstof-arme paleoafsettingsomgewing, soos bv in die dieper dele van die kom (Visser, 1972). Die relatief hoë koolstofinhoud van die kleistene kan moontlik verklaar word deur die oorblyfsels van primitiewe alge en organismes wat waarskynlik in 'n vlakker, meer suurstofryke omgewing geleef het (Visser, 1972). Tekens van sulke organismes in die Timeball Hill Formasie is deur Nixon *et al.* (1988) gevind. Die tussengelaagde voorkoms van sliksteenlense, met planêre kruislae as interne struktuur, verteenwoordig moontlike afsetting van stroomvervoerde slikryke sediment, wat sporadies vanaf hoër liggende areas van die delta dieper af beweeg het (Visser, 1972).

Die rooi verkleurde tussengelaagde ysterryke klei- en slikstene verteenwoordig waarskynlik 'n lae-energie paleoafsettingsomgewing. Die kontak van hierdie tussengelaagde klei- en sliksteenfasies met die onderliggende koolstofryke kleisteenfasies is graderend (Visser, 1972) wat dus 'n geleidelike oorgang vanaf 'n dieper na 'n relatief vlakker paleoafsettingsomgewing suggereer. Dit kan verklaar word deur opvulling van die kom, wat tot afsetting in 'n vlakker paleoafsettingsomgewing kon gelei het. Volgens Collison en Thompson (1989), kom tussengelaagde klei- en slikstene, met graderende kontakte tussen die individuele lae, algemeen op deltas voor en verteenwoordig reëlmatige fluktuasies van die afsettingsprosesse op 'n lang tydsskaal. Sulke fluktuasies mag seisoen-gebonde wees, eerder as turbidietstrome, wat as gevolg van vinnige versakking van sedimente ontstaan (Collinson en Thompson, 1989). Dit is veral die graderende kontakte tussen die individuele klei- en sliksteenlae wat eerder op geleidelike toe- en afname van afsetting, pleks van 'n enkele vinnige afsetting, soos by turbidiete, dui (Collinson en Thompson, 1989). Ten spyte daarvan is daar wel tekens van turbidietverwante afsettings, soos bv die graderende kontak met die koolstofryke kleisteenfasies, en die opwaartse oorgang vanaf graderende kontakte tussen die klei- en slikstene na die meestal skerp kontak tussen die slikstene en growwer sandsteenlae/lense in die boonste gedeeltes van die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies (Walker, 1969).

'n Oplossing vir hierdie probleem mag moontlik lae-digtheidsturbidietstrome wees, wat volgens Rupke (1978) seisoenaal beheer word en dus van langer duur is as die hoë-digtheidsturbidietstrome, wat meer sporadies is. Sulke seisoenaal-beheerde lae-digtheidsturbidietafsettings ontstaan wanneer 'n rivier in 'n diep water omgewing, soos bv by 'n delta, vinnig invloei en baie sedimente afset (Rupke, 1978). Die graderende kontakte, soos hierbo genoem, is ook 'n tipiese kenmerk van sulke lae-digtheidsturbidiete (Rupke, 1978).

Soos wat stratigrafies hoër-op beweeg word in die Timeball Hill

Formasie, word kleinskaalse planêre kruislae meer algemeen asook growwer, tussengelaagde sandstene. Die voorkoms van hierdie kruislae dui op reguit riffelvloevormmigrasie, terwyl die algemene voorkoms van golfriffelmerke op 'n relatief vlak omgewing, waar golwe 'n al belangriker rol gespeel het, dui. Interferensieriffelmerke is algemeen op die boonste laagvlak van die sandsteenlense en -lae en dui op beweging van riffelvloevorms feitlik loodreg op mekaar. Die algemene voorkoms van lensagtige en golwende gelaagdheid, sowel as bogenoemde riffelmerke is tipies van 'n getyvlakte-omgewing (Kukal, 1971), waaruit 'n baie vlak paleoafsettingsomgewing vir die boonste gedeeltes van die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies volg. Kanaalopvullings in hierdie fasies is oor die algemeen baie breed en dun en verteenwoordig moontlik sterk strome wat langs 'n nou sone beweeg het. Sulke kanaalopvullings is ook tipies van 'n getyvlakte-omgewing en dikwels word golf en interferensieriffelmerke op die boonste laagvlak van hierdie kanaalopvullings aangetref. Windriffelmerke is algemeen op die boonste laagvlak van die sandsteenlense; die lense kon moontlik as gevolg van sub-gety sandbankmigrasie ontstaan het (Klein, 1970). Dit dui op blootsteeling van hierdie lense, waarskynlik as gevolg van watervlakdaling en uitdroging van ongekonsolideerde sediment. Verder word hierdie windriffelmerke afwisselend met golfriffelmerke gevind, waaruit volg dat die watervlak herhaaldelik moes gedaal en gestyg het.

Die ysterryke sandsteenfasies word gekenmerk deur golf - en windriffelmerke, planêre kruislae en horisonatale laminasies. 'n Basale konglomeraatlaag kom bokant die erosiewe kontak met die onderliggende tussengelaagde klei- en sliksteenfasies voor. Die konglomeraatklaste word deur 'n arkosiese wak-matriks gesteun en vertoon 'n opwaarts fynerwordende tendens, met 'n graderende oorgang tot die ysterryke sandsteenfasies. Hierdie konglomeraat mag moontlik 'n digtheidsgemodifiseerde korrelvloeiërafsetting verteenwoordig. Afsakking uit suspensie gedurende storm-tye of afsetting onder boonste vloeiëregimetoestande (planêre lae van die boonste vloeiëregime) kon tot die daaropvolgende afsetting van die



horisontale lae gelei het, en reguit riffelvloei vormmigrasie tot die vorming van planêre kruislae (Collinson en Thompson, 1989). Die voorkoms van golfriffelmerke, pisoliete en oöliete in die ysterryke sandsteenfasies dui weer op 'n getyvlak te omgewing, waar die oöliete en pisoliete konsentries gelaagde ysteroksiede rondom 'n sandnukleus voorstel (Knox, 1970). Die yster kon vanaf chamosiet-ryke modder gekom het wat deur swak strome op die voorkante van sandbanke afgeset is en onder die invloed van sterker strome tot die vorming van oöliete gelei het (Knox, 1970). Deur sandbankmigrasie kon hierdie oöliete gekonsentreer word om oölietiese ysterryke sandsteen op te lewer. Die voorkoms van windriffelmerke dui weer op blootstelling en uitdroging van ongekonsolideerde sediment. Die bultjiekruislae kon moontlik in dieper water tydens stormtoestande, as gevolg van 'n komplekse patroon van erosie en afsetting op 'n ongelyke, golwende oppervlak, ontstaan het (Collinson en Thompson, 1989).

Die koolstofryke kleisteen- en die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies kom in die boonste gedeeltes van die saamgestelde profiel (Figuur 3.2) tussengelaagd voor, wat afwisseling van die bogenoemde afsettingsprosesse suggereer. Uit dié algemene stratigrafiese opeenvolging (Figuur 3.2) kan gesien word dat daar herhaaldelik 'n verandering vanaf 'n dieper, suurstofarmer na 'n vlakker, suurstofryker paleoafsettingsomgewing moes plaasgevind het, wat waarskynlik deur lae digtheidsturbidiete gedomineer was. Uit die voorkoms van windriffels in die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies, kan afgelei word dat die watervlak moes gedaal en die sand uitgedroog het. Hierdie gevolgtrekking word verder deur die voorkoms van modderkrake en adhesieriffelmerke ondersteun. Modderkrake ontstaan wanneer nat modder uitdroog en adhesieriffelmerke wanneer wind droë sand oor nat sand waai (Collinson en Thompson, 1989). Aangesien windriffelmerke redelik volop is, moes die watervlak dikwels gedaal het. 'n Styging van die watervlak kon waarskynlik tot 'n dieper, suurstofarmer afsettingsomgewing gelei het, terwyl opvulling en/of 'n daling in die watervlak tot 'n vlakker paleoafsettingsomgewing, waar die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies afgeset is, kon gelei

het. Seisoen-beheerde lae digtheidsturbidiete word ondersteun deur die reëlmatige voorkoms van die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies, wat tussengelaagd met die koolstofryke kleisteenfasies voorkom (Figuur 3.2). 'n Seisoenale invloed mag ook die reëlmatige verandering in watervlak verklaar.

Die diamiktietfasies is moontlik deur moddervloei afgeset. Die ondersteuning deur 'n kleiige matriks, asook die swak sortering is ondersteunend van 'n moddervloei-afsetting (Lowe, 1982). 'n Glasiële oorsprong is onwaarskynlik, aangesien minder as 0.5% van die klaste skraapmerke toon (Visser, 1969). Slegs enkele mikro- skraapmerke getoon. Botsingsmerke daarenteen, is baie meer volop en volgens die klasvorms blyk dit dat fluviële prosesse 'n groot rol gespeel het in die afsetting van die diamiktiet (Figuur 3.12). Dit is dus moontlik dat die oorwegend chertklaste eers deur fluviële prosesse na die delta vervoer is en daar deur middel van moddervloei verder herwerk is. Die enkele skraapmerkies kon deur botsing met die ander klaste tydens die herwerking deur die moddervloei veroorsaak word. Hierdie moddervloei het waarskynlik op die voorkant van die deltas plaasgevind. Die opwaartse gradering van die diamiktietfasies na horisontaal-gelamineerde kleisteen dui op suspensie-afsetting van kleiryke sedimente wat dalk in verband met die moddervloei staan, soos by afsakking van suspensiemateriaal direk na 'n moddervloei.

Opsommend kan die volgende afsettingsmodel vir die Timeball Hill Formasie voorgestel word : die basale koolstofryke kleisteenfasies verteenwoordig afsetting in die dieper suurstofarmer gedeeltes van 'n prodelta en dieper komomgewing. Die graderende oorgang na die hoër liggende tussengelaagde klei- en sliksteenfasies, wat heel waarskynlik lae digtheidsturbidietafsettings verteenwoordig, dui op geleidelike, matige vervlakking van die kom, moontlik as gevolg van watervlakdaling en/of opvulling deur middel van sedimentasie. 'n Geleidelike opwaartse oorgang vanaf dié turbidietafsettings na 'n getyvlaktafsetting, nl die ysterryke sandsteenfasies, is

tipies van 'n uitbouende delta (Walker, 1969). 'n Vinnige, afwisselende, veranderende watervlak kenmerk die gesteentes bo die ysterryke sandstene wat dieper prodelta- en relatief vlakker turbidietafsettings verteenwoordig. Herwerking van fluviële chertryke puin deur massavloeiërs (moddervloeië) kenmerk die hoërliggende diamiktietfasies. Hierdie moddervloeië het waarskynlik langs die voorkant van die delta onder die invloed van gravitasie afbeweeg. Volgens die aanvoerrigting vanaf die planêre kruislae (Figuur 3.1) het die delta waarskynlik vanaf noord na suid beweeg. Strome, wat moontlik parallel aan die destydse kus beweeg het, kon aanleiding gegee het tot die kanaalopvullings wat feitlik loodreg op die geïmpliseerde bewegingsrigting van die delta geleë is. Volgens die oriëntasie van die golfriffels het golwe waarskynlik in 'n noord - suid rigting beweeg. Die golwe is waarskynlik deur wind gedryf, aangesien die windriffels se oriëntasie, ook 'n wye variasie in bewegingsrigting toon (Figuur 3.14).

#### Boshoek Formasie

Weens die gebrek aan riffelmerke, haringgraatkruislae, flasergelaagdheid en ander sedimentêre strukture wat op komposse dui, word 'n landelike paleoafsettingsomgewing voorgestel. Die voorkoms van oorwegend, onvolwasse sandstene met horisontale en kruislaminasies is ondersteunend van 'n gevlegde rivierstelsel (Houseknecht et al., 1978; Cant, 1982). Die horisontale laminasies ontstaan tydens vloedtoestande as gevolg van vloedekbladafsettings (Bull, 1972; Houseknecht et al., 1978) en die planêre kruislae as gevolg van riffelvloeiëvormmigrasie met dominant reguit kruine. Die migrering van sulke riffelvloeiëvorms is 'n kenmerkende eienskap van gevlegde riviere (Cant, 1982) en vloedekbladafsettings is baie algemeen in hierdie afsettingsomgewing (Bull, 1972). Gevlegde riviere word meestal op lae hellings en dus dikwels op alluviale waaiervlaktes gevind (Bull, 1972; Link et al., 1978; Cant, 1982; Nilsen, 1982). Die dominante sedimentêre strukture wat op 'n alluviale waaiervlaktes gevind word is ook horisontale en kruislaminasies met 'n



algemene opwaartsgrofwordende tendens (Bull, 1972; Nilsen, 1982). Die lensagtige voorkoms van die formasie, die onvolwasse sandstene, die, waaivormige aanvoerrigtings (Figuur 4.2) en die beperkte variasie van die sedimentêre strukture, is verder ondersteunend van 'n alluviale waaieromgewing (Nilsen, 1982).

Die opwaarts grofwordende rangskikking van die gesteentes van die Boshhoek Formasie weerspieël 'n moontlike uitbouing van 'n alluviale waaier, waar gevlegde kanale in die distale gedeeltes voorgekom het. Die boonste gedeelte van die profiel in Figuur 4.3 weerspieël afsettingstoestande van so 'n kanaalstelsel. Die paleostroomrigtings vanaf die planêre kruislae (Figuur 4.2) dui op 'n noordelike brongebied en dit is waarskynlik dat die alluviale waaier vanaf noord na suid beweeg het. Hierdié alluviale waaier het waarskynlik tydens die onstabiele toestande, wat die uitvloei van die Hekpoort Formasie se lawa voorafgegaan het, ontstaan (Eriksson en Clendenin, in druk).

#### Hekpoort Formasie

Die voorkoms van basale kruisgelaagde, lensvormige areniete en wakke in die Hekpoort Formasie is kenmerkend van 'n fluviële omgewing (Houseknecht *et al.*, 1978). Hierdie gevolgtrekking word gestaaf deur die onderliggende Boshhoek Formasie wat as 'n alluviale waaierafsetting geïnterpreteer is. Dit is dus waarskynlik dat daar tussen die fluviële afsettings aan die basis van die Hekpoort Formasie en dié van die Boshhoek Formasie 'n nou verwantskap bestaan. Daar is egter te min gegewens van die basale gesteentes bekend om 'n meer akkurate afleiding te maak. Visser (1969) het ook hierdié gesteentes aan fluviële afsettings gekoppel.

Die afwesigheid van kussinglawas in die Hekpoort Formasie dui op dominante uitvloei van lawa op droë grond. Die lokale kussinglavas en afgeronde korrels in die basale tuwe, wat dikwels ook graderingsgelaagdheid toon, dui op uitvloei van lawa in lokale klein komme. Laasgenoemde strukture is egter tot die

basale gedeeltes van die Hekpoort Formasie beperk, waaruit volg dat die grootste gedeelte van die lawa wel onder droë toestande uitgevloei het (Visser, 1969; Tankard *et al.*, 1982). Die basale voorkoms van tuwwe en agglomerate dui, volgens Visser (1969), op meer piroklastiese uitbarstings wat die uitvloei van die lawa voorafgegaan het. Die daaropvolgende uitvloei van andesitiese lawa was redelik konstant en het waarskynlik as vloeideklae oor 'n groot area uitgevloei. Die lawa was waarskynlik lokaal verryk aan gasse wat tot die vorming van gasholtes gelei het en vandag as amandels gesien kan word. Die lokale opwaartse toename in die grootte van die amandels dui op 'n toename in meer gasryke lawa-uitvloei. Die lawa het nie net konstant uitgevloei nie en daar was tye waar lokale herwerking van piroklastiese puin deur massavloeiërs plaasgevind het. Sulke afsettings is deur Eriksson en Twist (1986) ten weste van Pretoria beskryf.

Die paleobodem op die boonste oppervlak van die Hekpoort Formasie dui op verwering van die lawa. Daar bestaan dus 'n tydsgaping tussen die Hekpoort en die Strubenkop Formasie. Lokale playa - mere het op hierdie paleobodem ontwikkel en ysterryke sedimente, ryk aan soute, is in hierdie mere neergelê (Martini, 1990). Oor die ontstaan van die Hekpoort Formasie heers daar nog onsekerheid, maar dit is waarskynlik dat verskillende prosesse 'n rol gespeel het. So byvoorbeeld stel Sharpe *et al.* (1983) die volgende moontlike model vir die ontstaan van die Hekpoort Formasie voor. As gevolg van afsakking van die Transvaal kom het gedeeltelike opsmelting van die peridotitiese mantel plaasgevind. Hierdie magma het 'n gedeelte van die laer kors geassimileer en fraksionele kristallasie het op pad na die oppervlakte plaasgevind voordat die lawa uitgevloei het. Dit word aanvaar dat die mantel asook die laer korsgedeelte redelik homogeen was, wat die waarneming van die homogene samestelling van die Hekpoort andesiete in die Pretoria Groep kan verklaar.

### Strubenkop Formasie

Die voorkoms van 'n dik, horisontaal-gelamineerde kleisteenfasies, asook 'n tweede fasies van kleistene met tussengelaagde slik- en sandsteenlense in die Strubenkop Formasie, getuig vir 'n prodelta-deltafront paleoafsettingsomgewing waarskynlik in die distale gedeeltes van 'n waaiersdelta.

Die mees oorheersende fasies in die Strubenkop Formasie is die tussengelaagde klei- en sliksteenfasies, wat gekenmerk word deur die voorkoms van slik- en sandsteenlense met planêre kruislae en golf- en windriffelmerke. Die tussengelaagde voorkoms van sliksteenlense verteenwoordig 'n vlakker afsettingsomgewing, waar sporadiese afsetting van slikryke sediment vanaf die hoërliggende verspreidingsmondwalomgewing tydens vloedtoestande kon plaasgevind het. Gedeeltelike herwerking deur golwe kan van die voorkoms van golfriffelmerke afgelei word. Die voorkoms van windriffelmerke suggereer 'n dalende watervlak en uitdroging van die sedimente. Dun kleipilkonglomeraatlae verteenwoordig herwerking van die onderliggende kleistene, wat waarskynlik weer na riviervloedtoestande teruggevoer kan word.

Die lensagtige gelaagdheid in die tussengelaagde fasies van die Strubenkop Formasie dui op slikkige golfriffels wat oor 'n modderige oppervlak migreer het en waarskynlik as gevolg van vinnige sedimentasie gepreserveer is (Blatt *et al.*, 1980). Die voorkoms van kleinskaalse planêre kruislae verteenwoordig reguit riffelvloei vormmigrasie en dié van kanaalopvullings lokale vinnigvloeiende strome in die paleoafsettingsomgewing. Dikwels kom golf- of interferensieriffelmerke op die boonste laagvlak van die kanaalopvullings voor. Hierdie interferensieriffelmerke dui op die kruising van golwe in die afsettingsomgewing. 'n Opwaartse toename van slik- en sandsteenlense word in die fasies waargeneem, veral naby die boonste kontak, wat waarskynlik dui op vlakker watertoestande.



Die dik horisontaal-gelamineerde kleistene (Figuur 6.4) met kronkelende gelaagdheid is kenmerkend van 'n prodelta-omgewing (Miall, 1984; Wright, 1985). Die opwaartse gradering in Figure 6.3 en 6.4 na 'n meer tussengelaagde slik- en sandsteenoepenvolging is kenmerkend van 'n delta-frontomgewing (Elliott, 1978 a; Wright, 1985). Die tussengelaagde klei- en sliksteensone aan die basis van Figuur 6.4 is relatief na aan die kontak met die onderliggende Hekpoort Formasie en weerspieël moontlik 'n deel van 'n opwaarts growerwordende tendens. Alhoewel geen kontak met die Hekpoort Formasie waargeneem is nie, gradeer die tussengelaagde fasies aan die basis van Figuur 6.4 opwaarts na 'n ysterryke sandsteenfasies. Dit is dus wel moontlik dat daar horisontaal-gelamineerde kleistene onderkant dié tussengelaagde fasies mag wees. Oor die algemeen gradeer hierdie tussengelaagde fasies opwaarts na die ysterryke sandsteenfasies of direk na die sandstene van die Daspoort Formasie, soos in Figuur 6.3.

Die ysterryke sandsteenfasies kom op willkeurige stratigrafiese hoogtes in die Strubenkop Formasie voor. Kenmerkende sedimentêre strukture van hierdie fasies is kanaalopvullings, horisontale en kruislaminasies, golfriffelmerke en dun kleipilkonglomeraatlae. Hierdie fasies kan in terme van 'n verspreidingsmondwalpaleoafsettingsomgewing verklaar word, wat deur bogenoemde strukture gekenmerk word (Miall, 1984). Die horisontale laminasies dui op afsetting uit suspensie, die planêre kruislae op reguitriffelvloeivormmigrasie en die golfriffelmerke op herwerking deur golfaksie. Die voorkoms van planêre kruislae in die kanaalopvullings suggereer vinnig vloeiende strome en migrerende reguit riffelvloeivorms. Herwerking van onderliggende kleistene tydens vloedtoestande was waarskynlik verantwoordelik vir die vorming van die kleipilkonglomeraatlae.

Die ysterryke sliksteenfasies wat sporadies in die Strubenkop Formasie voorkom bevat kanaalopvullings, planêre kruislae, horisontale laminasies, kleipilkonglomeraatlae en sandsteenlense.

Hierdie fasies kan in terme van 'n delta-frontpaleoafsettingsomgewing of afwaartse mondwal, waar sporadiese vloedafsettings plaasgevind het, verklaar word. In Figuur 6.2 kom hierdie fasies heel bo in die Strubenkop Formasie voor, en 'n opwaarts fynerwordende oorgang van die onderliggende ysterryke sandsteenfasies word waargeneem. Hierdie oorgang dui waarskynlik op 'n styging van die watervlak en die teenwoordigheid van die kleipilkonglomeraat op herwerking van die kleistene tydens vloedtoestande. Die watervlak moes dus ook gedaal het om herwerking van die ondeliggende kleistene moontlik te maak.

Samevattend word 'n prodelta- tot verspreidingsmondwal-model vir die Strubenkop Formasie voorgestel. 'n Stadig dalende kom het moontlik 'n omgewing geskep waar die basale ysterryke slikssteenfasies van Figuur 6.3 as 'n afwaartse verspreidingsmondwal neergelê is. Dieper gedeeltes van die kom is deur die afsetting van die basale tussengelaagde klei- en sliksstene van Figuur 6.4 gekenmerk. Opvulling kon dan tot 'n vlakker paleoafsettingsomgewing gelei het, waar die ysterryke sandsteenfasies in 'n verspreidingsmondwalomgewing afgeset is. Verdere afsakking van die kom het tot 'n algehele dieper paleoafsettingsomgewing aanleiding gegee. In hierdie omgewing is die dik horisontaal-gelaagde kleisteenones met enkele tussengelaagde slikssteenlae neergelê. As gevolg van opvulling en/of watervlak dalings het vlakker afsettingstoestande weer ontstaan en die tussengelaagde klei- en slikssteenfasies, wat bo in Figure 6.3 en 6.4 voorkom, is gevorm. Die voorkoms van die sandsteenfasies in Figuur 6.2 dui op lokale uitbouing van 'n deltalob of op 'n lokale vlakker paleoafsettingsomgewing. Die graderende kontak met die hoërliggende Daspoort Formasie dui op 'n noue verband in die afsettingsprosesse. Die yster van die ysterryke sand- en slikssteenfasies is waarskynlik uit die onderliggende Hekpoort Formasie se andesiete geloog.

Die paleostroomrigtings vanaf planêre kruislae (Figuur 6.1) is meestal bimodaal en dui op vervoer in 'n suidelike en noordelike

rigting. Dit is waarskynlik dat die delta vanaf die noorde (Visser, 1969) in die kom in beweging het en dat die teenoegestelde planêre kruislae as gevolg van golfherwerking ontstaan het. Die meestal noord - suid georiënteerde kanaalopvullings Figuur 6.12 ondersteun bogenoemde stelling. Die oriëntasie van die golf- asook die windriffelmerke dui op die beweging van die golwe onder die invloed van wind in 'n noord - suid rigting.

### Daspoort Formasie

Die Daspoort Formasie verteenwoordig moontlik afsetting in 'n distale waaier-deltavlake deur gevlegde riviere en met herwerking deur komproesse. Watervlakveranderinge en algemene uitbouing van die waaier-deltakompleks was waarskynlik kenmerkend van die paleoafsettingsomgewing.

Die voorkoms van die horisontaal-gelaagde sandsteenfasies kan moontlik op die volgende twee prosesse dui, naamlik vloedekbladafsettings of stormsuspensie-afsettings. Die voorkoms van pirietskalle in die boonste gedeeltes van die profiel in Figuur 7.3 dui op reduserende toestande, soos bv in die dieper, suurstofarme gedeeltes van 'n kom. Die assosiasie van die pirietskalle en die soms dik horisontaal-gelaagde sandstene, dui op moontlike afsetting van suspensiemateriaal onder storm- of vloedtoestande. Die opwaarts fyner- en growwerwordende tendense wat in hierdie fasies waargeneem is, kan dalk in terme van watervlakveranderinge verklaar word (Sneh, 1979), waar 'n watervlakstyging 'n opwaarts fyner- en 'n watervlakdaling 'n opwaarts growwerwordende tendens sal skep. Die enkele voorkoms van kleinskaalse planêre kruislae in hierdie fasies dui op reguit riffelvloeivormmigrasie, waarskynlik deur geïsoleerde strome, wat sporadies die komvloer bereik het.

Oor die algemeen is die horisontaal-gelaagde sandsteenfasies tot kleiner diktes (sones) beperk en kom dikwels afwisselend met die planêr-kruisgelaagde sandsteenfasies voor. Dit wil dus voorkom



asof die voorkoms van planêre kruislae en horisontale gelaagdheid op verwante afsettingsprosesse kan dui. Hierdie meestal tussengelaagde voorkoms van die horisontaal-gelaagde sandsteen- en kruisgelaagde sandsteenfasies kan moontlik deur vloedekbladafsettings verklaar word. Hierdie afsettings ontstaan wanneer water tydens vloedtoestande die kanaalwalle oorstrom en op die vloedvlakte 'n dun laag sandsteen afset (Cant, 1982). Die vloedekbladafsettings word dikwels in riviersisteme, wat redelik vlak en breed is, soos bv gevlegde riviere, aangetref (Bull, 1972; Cant, 1982). Die voorkoms van die meestal klein- tot mediumskaalse planêre kruislae in die kruisgelaagde sandsteenfasies dui op reguit riffelvloevormmigrasie - 'n karakteristieke eienskap van gevlegde riviere (Cant, 1982).

Gevlegde riviere kom dikwels op alluviale waaiers en waaierdeltas voor (Bull, 1972; Cant, 1982; Nilsen, 1982). Verder dui die lengte-tot-breedteverhouding van 16:1 daarop dat die kanaalopvullings in die Daspoort Formasie op 'n alluviale waaiervlakte gevorm het (Long, 1978). Dit is ook in hierdie omgewing waar vloedekbladafsettings die volopste is, aangesien die helling baie vlakker as in die proksimale sone is (Nilsen, 1982). Die voorkoms van versakkingstrukture is volgens Nilsen (1982) redelik skaars in 'n alluviale waaieromgewing, maar indien dit wel voorkom, is dit meestal slegs tot die afwaartse, distale areas beperk. Larsen en Steel (1978) heg 'n meer spesifieke afsettingsomgewing aan die voorkoms van versakkingstrukture en meen dit kom meestal in die onstabiele distale gedeeltes van 'n waaier wat in 'n kom inbeweeg, voor, met ander woorde in die distale gedeeltes van 'n waaier-delta. Versakkingstrukture is redelik skaars in die Daspoort Formasie en is slegs in een profiel (Figuur 7.4) waargeneem, waar dit geassosieer is met horisontale gelaagdheid. Hierdié assosiasie ondersteun 'n distale afsettingsomgewing op 'n alluviale waaier/waaier-delta.

Die assosiasie van dié twee tussengelaagde fasies met die voorkoms van haringgraatkruislae, lensagtige gelaagdheid, golfriffelmerke en kanaalopvullings (soos bv in die boonste

gedeelte van die profiel in Figuur 7.5) stel waarskynlik afsetting op 'n waaier-delta in 'n varswater of mariene kom voor (Link et al., 1978; Sneh, 1979). Die teenwoordigheid van haringgraatkruislae suggereer getyaksies (Collinson en Thompson, 1989), terwyl die voorkoms van lensagtige gelaagdheid aan vinnige sedimentasie onder sporadiese vloedtoestande, waartydens die lense vinnig bedek is, gekoppel kan word (Sneh, 1979). 'n Algemene distale waaier-deltaomgewing word bo die alternatiewe dieper-kom stroom-afsettings model vir dié twee tussengelaagde fasies verkies, op grond van aanduidings van vlakwatertoestande, soos riffelmerke en haringgraatkruislamineae.

Die rolsteendraende sandsteenfasies word gekenmerk deur die voorkoms van meestal sferiese sandsteenklaste op die laagvlakke van horisontale lae, sowel as op die voorkantlae van planêre kruislae (Figuur 7.11). Die lokale voorkoms van hierdie fasies asook die noue assosiasie met die horisontaal- gelaagde sandsteenfasies, wat dikwels dikwels graderende kontakte toon soos in Figuur 7.4, dui op verwante afsettingsprosesse. 'n Moontlike verklaring vir hierdié verwantskap is vloedekbladafsettings. Onder boonste vloeieregime-toestande, soos by voorbeeld tydens 'n vloed, oorskry kanale hulle oewers en dun rolsteenlagies word saam met growwe, horisontaal-gelaagde sand afgeset (Bull, 1972). Die goeie afronding en sferisiteit van die klaste is waarskynlik die gevolg van vorige fluviële prosesse. 'n Verandering in energievlak kan 'n toename of afname in die hoeveelheid klaste in die rolsteendraende sandsteenfasies veroorsaak en dus kan graderende kontakte met die horisontaal-gelaagde sandsteenfasies ontstaan.

Die algemene voorkoms van opwaarts fynerwordende gesteente-opeenvolgings in die basale gedeeltes van die Daspoort Formasie (Figuur 7.4) dui op herhaaldelike vloedekbladafsettings, met 'n gevolglike afname in die energievlak na by voorbeeld efemerale vloedtoestande. Aangesien in 'n gevlegde riviersisteen slegs enkele kanale water dra en kanale meestal efemeraal is (Wescott en Ethridge, 1980), is dit moontlik dat die klaste

tydens vloedtoestande slegs lokaal versprei word. Aangesien die rolsteendraende sandsteenfasies dikwels aan die basis van die Daspoort Formasie, naby die kontak met die onderliggende Strubenkop Formasie voorkom (Figuur 7.4), is dit waarskynlik dat die basale gedeeltes van die Daspoort Formasie deur fluviële prosesse oorheers is. Dit is moeilik om hierdie stelling met die litologie van ander profiele uit die literatuur te staaf, aangesien die kontak met die Strubenkop Formasie elders nie waargeneem is nie en die basale gedeeltes meestal ontbreek. Nogtans ondersteun die eerste waargenome gesteentes in die huidige profiele (Figure 7.3, 7.5 en 7.6), asook die tipies veldspaatryke Daspoort sandstene (Figuur 12.1) fluviële afsettingsproesse (Houseknecht *et al.*, 1978).

'n Opwaartse gradering na 'n waaier-delta- tot komafsettingsomgewing kan uit die boonste gedeeltes van die profiele in Figure 7.3, 7.4 en 7.5 afgelei word. Hieruit blyk dat die watervlak gestyg het terwyl die waaier-delta uitgebou het. Hierdie uitbouingsproses het waarskynlik 'n styging in watervlak voorafgegaan, aangesien opwaarts grofwordende tendense in die sandsteen kenmerkend van 'n uitbouende waaier-delta/delta is (Sneh, 1979; Nilsen, 1982) en hierdié tendense dikwels direk onder, of saam met voorgestelde komafsettings, voorkom (Figure 7.3, 7.4 en 7.5).

Die aanvoerrigtings vanaf die Daspoort Formasie se planêre kruislae is oor die algemeen baie standhoudend (Figuur 7.8) en dui op 'n noordelike brongebied. Hierdie aanvoerrigting word deur die oriëntasie van die kanaalopvullings, wat vanaf noordwes - suidoos tot noordoos - suidwes varieër, gestaaf. Die oriëntasie van die golfriffelmerke dui op die beweging van golwe in 'n noordwes - suidoos, oos - wes en noord - suid rigting. Hierdie groot variasie kan moontlik teruggevoer word na die variasie in windrigtings, aangesien golwe meestal deur wind veroorsaak word (Johnson, 1978). Die voorkoms van kleinskaalse haringgraatkruislae dui op moontlike oos-wes beweging van swak getye, wat moontlik tot die gedeeltelike herwerking van die



sedimente kon bygedra het.

### Silverton Formasie

Vanweë die gebrek aan dagsome moet die volgende interpretasie, wat op 'n gedeeltelike profiel gebaseer sal word, as 'n tentatiewe verklaring beskou word. 'n Prodeltaïese deltafront-paleoafsettingsomgewing word vir die Silverton Formasie voorgestel. Volgens Visser (1969) bestaan die basale gedeeltes van die Silverton Formasie uit swart, horisontaal-gelamineerde, koolstofryke kleisteen. Hierdie kleisteen verteenwoordig waarskynlik afsetting uit suspensie onder reduserende toestande, moontlik in 'n dieper deel van die kom. Volgens Elliott (1978a), Miall (1984) en Wright (1985) stem hierdie beskrywing goed ooreen met die van 'n prodeltaomgewing.

Die opwaartse gradering na minder koolstofryke slikstene met afwisselende, kleinskaalse planêre kruisgelaagde slikstene en sliksteenlense, suggereer 'n vlakker-wordende paleoafsettingsomgewing - waarskynlik as gevolg van komopvulling en/of 'n dalende watervlak. Die voorkoms van planêre kruislae kan in terme van reguit riffelvloei vormmigrasie, en die meestal simmetriese sliksteenlense moontlik deur golfaksie verklaar word. Van hierdie lense is egter asimmetries en stel waarskynlik stroomprosesse voor. Die teenwoordigheid van enkele kanaalopvullings dui op vinnig-vloeiende strome, wat waarskynlik fyn sediment vanaf die hoërliggende verspreidingsmondwal afwaarts vervoer het. Die opwaartse gradering vanaf die sliksteenfasies na die fyner kleisteenfasies (Figuur 8.3) gaan waarskynlik met 'n stygende watervlak en/of 'n terugtrekkende delta gepaard (Miall, 1984). In Figuur 8.3 word die kleisteenfasies gekenmerk deur dominante horisontale gelaagdheid, met enkele kleinskaalse planêre kruislae en kanaalopvullings. Die planêre kruislae verteenwoordig moontlike vloedtoestande, waartydens slikkige sediment vanaf hoërliggende areas, soos hierbo beskryf, na die prodelta-omgewing vervoer is (Elliott, 1978a; Wright, 1985). 'n Sikliese, opwaartse afname in die koolstofinhoud word hier

aangetref (Figuur 8.4), wat op 'n wisseling van reduserende na meer vlakker toestande dui. Die afwesigheid van enige koolstofryke kleistene in die boonste gedeeltes van die profiel in Figuur 8.3 dui weer op 'n vlakker paleoafsettingsomgewing.

Die basale kleisteenfasies in Figuur 8.2 word gekenmerk deur dominante, horisontaal-gelamineerde kleisteen met ondergeskikte voorkoms van sliksteenlae/lense. Hierdié sliksteenlae/lense word dikwels gekenmerk deur kleinskaalse planêre kruislae en riffelmerke. Die teenwoordigheid van hierdie sliksteenlae/lense dui op 'n vlakker-wordende afsettingsomgewing, as die pas beskrewe prodelta-omgewing, waar stroomvloeiverwante afsettings meer oorheersend was, alhoewel suspensieafsettings nog steeds voorgekom het. Die voorkoms van golf- sowel as windriffelmerke ondersteun vlakker watertoestande en selfs blootstelling. Aangesien golf- en windriffelmerke afwisselend voorkom, moes die watervlak herhaaldelik tydens die afsetting van die Silverton Formasie verander het. Die afwisseling van horisontaal-gelamineerde sliksteenlae/lense met kleinskaalse kruislae en riffelmerke, is kenmerkend van 'n deltafront-afsetting (Wright, 1985).

Die algemene voorkoms van versakkingstrukture in die basale gedeelte (Figuur 8.2) is volgens Miall (1984) ook ondersteunend van 'n deltafrontomgewing, waar die steil helling en lae kompaksie tot onstabiele lae mag lei en daardeur sulke versakkingstrukture kan vorm. Vinnige afsetting van kleiryke sedimente, moontlik as gevolg van turbidietstrome, kan uit die voorkoms van kronkelende gelaagdheid in die kleisteenfasies (Figuur 8.2) afgelei word, wat as gevolg van plastiese deformatsie van ongekonsolideerde lae onder vinnige afsettingstoestande ontstaan (Collinson en Thompson, 1989).

Die opwaartse gradering na meer tussengelaagde klei- en slikstene (Figuur 8.2) dui op 'n moontlike afwaartse verspreidingsmondwalomgewing. Die sandsteenfasies, wat aan die basis van hierdie oorgangsonne voorkom, verteenwoordig moontlik

'n afwaartse sandbankafsetting, wat algemeen in die afwaartse verspreidingsmondwal voorkom (Wright, 1985). 'n Geleidelike, opwaartse afname van kleistene en 'n toename in slik- en sandstene kom bo hierdié oorgangsone voor. Die slik- en sandsteenlae/lense is meestal horisontaal-gelamineerd, alhoewel mindere kleinskaalse planêre kruislae en golf- en windriffelmerke voorkom. Laasgenoemde strukture dui op die invloed van stroomvloeisementasie asook golf- en windaksies. Volgens Wright (1985) is die tussengelaagde voorkoms van klei-, slik- en sandstene, die opwaartse afname in die hoeveelheid kleistene asook die onvolwasse sandsteenlense (arkosiese wakke, Figuur 12.1), kenmerkend van 'n afwaartse verspreidingsmondwal. Die golf- en windriffelmerke suggereer watervlakdalings en tydelike blootstelling van hierdie delta-frontomgewing.

Aangesien daar slegs op 2 stratigrafiese hoogtes paleostroomrigtings vanaf planêre kruislae in die Silverton Formasie gemeet is, is dit moeilik om 'n goeie aanduiding van die uitbouingsrigting van die deltas te gee. Die deltas het waarskynlik in 'n suidelike of oos-wes rigting uitgebou. Die mees oostelike roosdiagram in Figuur 8.1 is verteenwoordigend van die voorgestelde prodelta-omgewing. In hierdie lig is dit moontlik dat hierdie roosdiagram vloedverbonde afsettings van kruisgelaagde sliksteenlagies, sowel as regressiewe- en transgressiewe-episodes van die delta verteenwoordig, waar tydens regressie teenoorgestelde kruislae as gevolg van komherwerking kon plaasgevind het (Wescott en Ethridge, 1980). Die afwisseling van regressie en transgressie word deur die voorkoms van 'n voorgestelde delta-frontfasies (aan die basis van Figuur 8.3) direk bo-oor 'n moontlike basale prodelta-fasies (Visser, 1969) ondersteun. Verder dui die opwaartse gradering van hierdié deltafrontfasies op nog 'n prodeltafasies op transgressie, en die teenwoordigheid van windriffelmerke weer op 'n laer watervlak. Die ander roosdiagram (Figuur 8.1) is verteenwoordigend van die voorgestelde laer deltafront-verspreidingsmondwal omgewing. Die paleostroomrigtings dui hier op moontlike vervoer na die suide en na die ooste. Ook die oriëntasie van die kanaalopvullings



(Figuur 8.14) dui op 'n aanvoerrigting uit die noorde of die suide, maar as die planêre kruislae in ag geneem word, ondersteun dit eerder 'n aanvoerrigting vanuit die noorde. Die eenderse orientasie van die wind- en golfriffelmerke dui daarop dat die golwe waarskynlik deur wind aangedryf is en in 'n oos - wes rigting beweeg het.

Die Silverton Formasie verteenwoordig dus moontlik 'n rivier-gedomineerde delta-afsetting, aangesien die voorkoms van kronkelende gelaagdheid en versakkingstrukture karakteristiek van 'n rivier-gedomineerde delta afsetting is (Miall, 1984). Die basale, feitlik homogene koolstofryke kleisteenfasies (Visser, 1969) verteenwoordig 'n dieper, prodeltaïse afsettingsomgewing. Die sliksteenfasies dui op 'n deltafrontomgewing, wat weer hoër op in 'n prodeltaomgewing gradeer. Of hierdie die enigste gradering vanaf 'n prodelta- deltafront-prodeltaomgewing is, kan nie met sekerheid gesê word nie, maar daar kan wel die gevolgtrekking gemaak word dat die watervlak baie dikwels moes gedaal en gestyg het. In die volgende kleisteenfasies is 'n tussengelaagde voorkoms van klei-en slikstene waargeneem, wat weer as 'n deltafrontafsetting geïnterpreteer kan word. Hierdie keer gradeer die deltafrontfasies opwaarts in 'n afwaartse verspreidingsmondwal oor, wat die boonste gedeelte van die Silverton Formasie in hierdie profiel uitmaak. Die verskil in aanvoerrigting van ongeveer negentig grade in die mees westelike roosdiagram van Figuur 8.1 kan moontlik verklaar word deur die voëlvoet-agtige voorkoms van die verspreidingskanale, wat volgens Miall (1984) kenmerkend van 'n riviergedomineerde delta is.

In die oorgangsonne van die voorgestelde deltafront na die afwaartse verspreidingsmondwalomgewing (Figuur 8.1) word 'n tweevoudige tussengelaagdheid, wat in Hoofstuk 8 beskryf is, waargeneem en wat na aanleiding van die bogenoemde afleidings verklaar kan word. Hierdie tweevoudige tussengelaagdheid behels dik afwisselende klei- en sliksteenlae, waar elke laag weer opsigself tussengelaagd is. 'n Moontlike verklaring bestaan in die kombinasie van seisoenaal-beheerde, rivier-gevoerde, lae-

digtheid turbidietafsettings en watervlakdalings/stygings as gevolg van moontlike grootskaalse klimatiese invloede, byvoorbeeld ten tye van groot droogtes.

### Magaliesberg Formasie

Die oorheersende voorkoms van horisontaal-gelaagde en planêr-kruisgelaagde middelgrowwe sandsteen, sowel as golf- en interferensieriffelmerke, dui op 'n moontlike paleostrandomgewing vir die Magaliesberg Formasie.

Die horisontaal-gelaagde sandsteenfasies toon ook ondergeskikte planêre en trogkruislae, golf- en interferensieriffelmerke asook kanaalopvullings. Die horisontale gelaagdheid verteenwoordig waarskynlik planêre gelaagdheid van die boonste vloeiregime, waartydens die sand vinnig neergelê is deur golwe (Elliott, 1978b). Dikker horisontale lae kon ook moontlik deur vinnige afsakking uit suspensie tydens stormtoestande ontstaan het. Die voorkoms van planêre, sowel as trogkruislae, dui op die beweging van riffelvloeiervorms met reguit sowel as kronkelende kruine, en die teenwoordigheid van kanaalopvullings op die lokale voorkoms van vinnig-vloeiende strome in die paleoafsettingsomgewing. Golf-, sowel as interferensieriffelmerke dui op golwe wat dikwels van verskillende rigtings af gekom het en wat waarskynlik met mekaar gekruis het om interferensieriffelmerke te vorm. Hierdie afleiding word verder ondersteun deur die voorkoms van verskillende riffelkruinoriëntasies op dieselfde laagvlak. Volgens Davies (1985) en Elliott (1978b) is die oorheersende voorkoms van horisontale gelaagdheid kenmerkend van 'n strandomgewing, veral wanneer dit geassosieer word met die voorkoms van planêre en trogkruislae, kanaalopvullings en golfriffelmerke.

Die kruisgelaagde sandsteenfasies word deur die voorkoms van planêre, trog- en haringgraat-kruisgelaagde sandsteen oorheers, met ondergeskikte horisontale gelaagdheid, kanaalopvullings, golf-, stroom- en interferensieriffelmerke. Die voorkoms van

planêre sowel as trogkruisgelaagde sandsteen kan deur riffelvloeiervormmigrasie met reguit en kronkelende kruine, respektiewelik, verklaar word. Die feit dat van hierdie kruislae erosief oor horisontale gelaagdheid sny, suggereer vinnige afsettingsprosesse. Die ondergeskikte voorkoms van horisontale gelaagdheid stel waarskynlik storm-suspensieafsetting of planêre gelaagdheid van die boonste vloeieregime voor, alhoewel geen stroomlineasies in die Magaliesberg Formasie waargeneem is nie. Die meestal kleinskaalse haringgraatkruislae suggereer die teenwoordigheid van swak, teenoorgestelde strome soos bv getyaksies (Blatt et al., 1980) en die kanaalopvullings die lokale voorkoms van vinnigvloeiende strome. Die golf-, stroom- en interferensieriffelmerke dui, soos hierbo, op die invloed van golf- en stroomaksies asook die kruising van golwe en die voorkoms van uitdrogingskrake op 'n dalende watervlak en uitdroging van sediment. Bogenoemde assosiasie van sedimentêre strukture is weereens kenmerkend van 'n strandomgewing, waar die voorkantlae van die planêre kruislae oor die algemeen 'n lae hoek met die horisontaal maak (Elliot, 1978 b; Link et al., 1978; Wescott en Ethridge, 1980; Davies, 1985), soos in hierdie Magaliesberg-fasies.

'n Algemene kenmerk van die profiele van die Magaliesberg Formasie is die tussengelaagde voorkoms van die verskillende fasies. Dit is in sommige gevalle nie moontlik om die verskillende litofasies in die profiele uit te ken nie (Figure 9.3 en 9.5). In sulke gevalle is die voorkoms van horisontale, planêre, trog- en haringgraatkruisgelaagdheid, en van golf- en interferensieriffelmerke, so nou met mekaar geassosieerd, dat daar waarskynlik 'n kompliseerde tussenskakeling van 'n groot verskeidenheid van afsettingsprosesse moes geheers het. So 'n assosiasie van 'n groot verskeidenheid van afsettingsprosesse is tipies van 'n strandomgewing, waar die invloed van strome, getye, golwe en watervlakveranderinge tot sulke groot variasie in sedimentêre strukture kan lei (Link et al., 1978). Volgens Elliott (1978b) en Davies (1985) is die bogenoemde assosiasie van die horisontaal- en kruisgelaagde sandsteenfasies karakteristiek



van 'n strandomgewing; meer spesifiek is dit kenmerkend van 'n strandfront-paleoafsettingsomgewing, wat deur branders gedomineer word (Elliott, 1978 b; Reinson, 1984; Davies, 1985). Dit is weens hierdie assosiasie van sedimentêre strukture dat 'n strandomgewing vir die Magaliesberg Formasie voorgestel word tov die Daspoort en Rayton Formasies wat ook deur horisontaal en kruisgelaagde sandsteenfasies gekenmerk word. In die Magaliesberg Formasie het golwe waarskynlik die kuslyn gedomineer eerder as strome, aangesien daar baie min stroomriffelmerke waargeneem is (Figuur 9.15). 'n Vlakwater-kuslyninterpretasie word deur die graderende kontak met die onderliggende Silverton Formasie gesteun, wat as 'n afwaartse-prodelta-verspreidingsmondwal paleoafsettingsomgewing geïnterpreteer is. 'n Daaropvolgende, vlakwater-kuslynpaleoafsettingsomgewing sal dus, op grond van die graderende kontak met die onderliggende Silverton Formasie en die algehele opwaarts growwer wordende tendens, vir die Magaliesberg Formasie verag word. Hierdie afleiding, dat delta-afsetting dikwels deur 'n vlakwater-kuslynafsettingsomgewing gevolg word, kan in die Ridge Route Formasie in Kalifornië (Link *et al.*, 1978) gesien word, terwyl outeure soos Elliott (1978a), Miall (1984) en Davies (1985) dit ook ondersteun.

Die standhoudende paleostroomrigtings soos verkry vanaf die planêre kruislae (Figuur 9.6) stel 'n oorwegende aanvoerrigting vanaf die noorde en noordweste voor. Hierdie oorheersende aanvoerrigting weerspieël waarskynlik die invloed van die terugtrekkende branders op die kuslyn, terwyl die ondergeskikte aanvoerrigting na die suidooste moontlik 'n kuslangse stroom voorstel. Die minder prominente anvoerrigtings vanuit die suide weerspieël waarskynlik herwerking as gevolg van storms of springgetye. Die meestal noord - suid georiënteerde kanaalopvullings (Figuur 9.16) is heel waarskynlik te danke aan skeurstrome wat suidwaarts gevloei het. Volgens die oriëntasie van golfriffelkruine het golwe dikwels in 'n oostelike/westelike rigting beweeg, wat grotendeels saamval met die gety-aanvoerrigtings vanaf die haringgraatkruislae. Die aanvoerrigtings afgelei van die trogkruislae suggereer oor die

algemeen 'n aanvoerrigting uit die suide, d.w.s. teenoorgesteld aan die aanvoerrigtings afgelei van die planêre kruislae. Die trogkruislae het moontlik as gevolg van landwaarts-migrerende sandduine ontstaan, wat onder die invloed van storms na die kuslyn gedryf is.

### Rayton Formasie

Die assosiasie van tussengelaagde planêre kruislae en horisontale lae, komplekse paleostroomrigtings (Figure 10.4 en 10.26), en verskillende gesteentetipes in dié formasie is aanduidend van 'n kompliseerde paleoafsettingsmodel. Hierdie mening is ook deur vorige werkers, soos bv Visser (1969) gehuldig.

Die sandsteen is die algemeenste fasies in die Rayton Formasie en word gekenmerk deur die tussengelaagde voorkoms van planêre en kruisgelaagde fyn - tot middelgrofkorrelrige sandsteen. Hierdie fasies stel moontlik 'n sanderige, gevlegde rivier-paleoafsettingsomgewing voor. Die oorheersende voorkoms van horisontaal- en kruisgelaagde sandsteen is tipies van gevlegde, sanderige rivierstelsels (Sneh, 1979; Cant, 1982). Die horisontaal-gelaagde/gelamineerde sandsteen kon moontlik as gevolg van vloedekbladafsettings onder boonste vloeiregimetoestande gevorm het (Bull, 1972; Houseknecht *et al.*, 1978; Cant, 1982; Nilsen, 1982). Sulke afsettings vind plaas wanneer die meestal droë riviere tydens 'n vloed so veel sediment vervoer, dat die water lateraal uitbrei en oor die hele alluviale vlakte vloei (Bull, 1972; Cant, 1982; Houseknecht *et al.*, 1978). Met afname in vloei-energie kan opwaarts fyner= wordende tendense verkry word (Williams en Rust, 1969). Die planêre kruislae ontstaan as gevolg van dwarsmigrasie van sandbanke, en trogkruislae as gevolg van sandduinmigrasie. Hierdie sandbanke en -duine kan komplekse kruislae oplewer as gevolg van daling in watervlak (herwerking) of gedurende vloedtoestande, waartydens ander vloeivorms bo-op sandbanke en -duine gevorm kan word (Cant, 1982). Oor die algemeen toon sandafsettings van gevlegde rivierstelsels 'n opwaarts fynerwordende tendens (Nilsen, 1982),

alhoewel kleiner opwaarts growerwordende tendense teenwoordig mag wees. Laasgenoemde tendens ontstaan dikwels onder vloedtoestande, waar grower sedimente bo-op fyner sedimente neergelê kan word. Soorgelyke tendense is in die Rayton Formasie waargeneem (Figure 10.2 en 10.3), alhoewel sekerlik nie al die opwaarts grower wordende tendense op dié wyse verklaar kan word nie.

Die skaarsheid van baie fyn klastiese gesteentes, soos bv kleisteen, in hierdie fasies stem ooreen met 'n sanderige gevlegde rivierstelsel (Cant, 1982). In sanderige gevlegde rivierstelsels is daar slegs 'n baie lae reliefverskil tussen sandbanke/duine en kanale, wat tussen hierdie sandbanke/duine vloei (Cant, 1982). Dit kan moontlik verklaar waarom daar relatief min kanaalopvullings in die Rayton Formasie gepreserveer is. Aangesien die riviere meestal vir lang tye droog is (Houseknecht et al., 1978; Wescott en Ethridge, 1980), lei dit tot die vorming van uitdrogings krake en adhesieriffelmerke (Link et al., 1978; Cant, 1982), soos in dié Rayton-fasies gepreserveer.

Gevlegde rivierstelsels, wat slegs tydelik water dra, is baie kenmerkend van alluviale waaiers en sanderige waaier-deltas (Houseknecht et al., 1978; Wescott en Ethridge, 1980; Cant, 1982). Verder is die voorkoms van vloeidekbladafsettings tipies van 'n afwaartse alluviale waaier of waaier-deltaomgewing (Bull, 1972; Cant, 1982; Nilsen, 1982). Hierdie vloeidekbladafsettings bestaan kenmerkend uit dominante, horisontaal- en kruisgelaagde/gelamineerde, meestal fynkorrelrige sandsteen (Link et al., 1978; Sneh, 1979; Nilsen, 1982). Vir die skaars kanaalopvullings in die Rayton formasie is die breedte : diepte verhouding tussen 27:1 en 16:1, wat volgens Long (1978) op 'n alluviale waaiervlakte dui. Die seldsame riffelmerke wat voorkom het waarskynlik in dieper poele tussen gevlegde kanale in die afwaartse gedeeltes van 'n alluviale waaier/waaier-delta ontstaan (Nilsen, 1982). Opwaarts grower- en opwaarts fynerwordende sandstene kom algemeen in alluviale waaier/waaier-



delta omgewings voor (Nilsen, 1982). Al twee hierdie tendense is in die sandsteenfasies van die Rayton Formasie waargeneem (Figure 10.2 en 10.3). Wanneer 'n alluviale waaier uitbou, sal 'n opwaarts grofwordende tendens geskep word, terwyl 'n opwaarts fynerwordende tendens ontstaan wanneer die waaier terugtrek (Nilsen, 1982).

As gevolg van herwerking deur golf- en stroomaksies, wanneer 'n waaier-delta in 'n kom inbeweeg, toon die afwaartse waaier-delta-sedimente meestal 'n baie komplekse afsettingsgeskiedenis, en daardeur 'n groot verskeidenheid van sedimentêre strukture (Nilsen, 1982). Die sedimente kan verder nog deur watervlakdalings of -stygings herwerk word om opwaarts growwer- of fynerwordende siklusse te veroorsaak (Sneh, 1979). Die ondergeskikte kleisteenfasies van die Rayton Formasie wat volop golf- en interferensieriffelmerke, modderkrake, adhesieriffelmerke, horisontale laminasies, kronkelende gelaagdheid en kanaalopvullings bevat, verteenwoordig moontlik so 'n paleokuslyn (Link et al., 1978; Wescott en Ethridge, 1980). Die tussengelaagde horisontaal-gelamineerde sandsteen asook die teenwoordigheid van die lae-hoek kruislae is volgens Wescott en Ethridge (1980) tipies van 'n strandomgewing; Link et al. (1978) beskou verder nog die voorkoms van riffelmerke, modderkrake en kleinskaalse kruislae ook as kenmerkend van so 'n omgewing. Die horisontaal-gelamineerde kleisteen verteenwoordig moontlike suspensieafsetting in 'n stiller, afwaartse omgewing, terwyl die horisontaal-gelamineerde sandsteen asook die kleinskaalse, lae-hoek planêre kruislae op die invloed van golfaksies kan dui (Link et al., 1978). Die volop golfriffelmerke ondersteun laasgenoemde gevolgtrekking en dit is waarskynlik dat die afwaartse sedimente van die waaier-delta deur golfaksie herwerk is.

Die oorheersende voorkoms van opwaarts fynerwordende tendense in die kleisteenfasies dui op 'n moontlike styging van die watervlak en die ondergeskikte voorkoms van opwaarts growwerwordende tendense op 'n moontlike daling van die watervlak (Sneh, 1979).

Die voorkoms van kronkelende gelaagdheid suggereer vinnige afsetting en daaropvolgende versteuring van versadigde sediment (Collinson en Thompson, 1989). Die kanaalopvullings ondersteun die teenwoordigheid van strome en die interferensieriffelmerke die migrasie van riffels omtrent loodreg op mekaar. Die ondergeskikte voorkoms van kleinskaalse haringgraatkruislae ondersteun die teenwoordigheid van swak getystrome. Die algemene voorkoms van modderkrake en adhesieriffelmerke suggereer fluktuasies in die watervlak.

Hierdie kleisteenfasies is slegs in die mees oostelike profiel (Figuur 10.3) waargeneem en verskyn glad nie in die westelike profiel (Figuur 10.2) nie. Die rede hiervoor is die lensagtige voorkoms van die Rayton-gesteentes. Dit is dus moontlik dat die kom klein was en dat die mees westelike gesteentes waarskynlik nie deur waaier-delta afsettings nie, maar eerder deur alluviale waaiers, wat moontlik op 'n fluviale vlakte uitgeloop het, gevorm is.

Die voorkoms van die tussengelaagde fyner lense en kruis- en horisontaal-gelamineerde sandsteenlae met riffelmerke en kanaalopvullings, soos in die Rayton-sandsteenfasies, is tipies van 'n waaier-deltafront (Sneh, 1979) wat direk aan die water grens. Die voorkoms van dié lense, met tussengelaagde fyner sedimente, is kenmerkend van afwisselende energievlakke (Sneh, 1979), waar die sandsteenlense op stroomafsettings dui, en die fyner sandstene op laer-energie afsettings. Hierdie fluktuasies in energievlak kan moontlik die gevolg van groot oorstromings wees, wat tipies in 'n alluviale waaieromgewing voorkom (Sneh, 1979). Volgens Sneh (1979) toon sulke tussengelaagde sones meestal 'n opwaarts fynerwordende tendens, wat moontlik op 'n opbouing van die deltakompleks tydens stygende watervlaktoestande dui. Die voorkoms van opwaarts growerwordende tendense is ondersteunend van 'n watervlak wat nie altyd konstant gestyg het nie en waar daar wel ook moontlike watervlakdalings kon wees, waartydens die waaier-delta uitgebou het. Hoërop in die Rayton Formasie, word al hoe minder strukture kenmerkend van herwerking

deur komprosesse, aangetref. Dit kan moontlik verklaar word deur opvulling van die kom deur uitbouing van die waaier-delta.

Die tussengelaagde voorkoms van die rolsteendraende sandsteenfasies in die dominante sandsteenfasies, verteenwoordig moontlike hoër-energie stroomvloei-afsettings in die meer proksimale dele van die waaier-delta (Nilsen, 1982). Hierdie afsettings vind meestal onder boonste vloeiregime toestande plaas, en lae-hoek kruislae sowel as horisontale laminasies kom algemeen voor (Link et al., 1978). Die growwe sandsteenmatriks, waarin die klaste voorkom, verteenwoordig moontlik ook afsetting onder hoër energie toestande. Die dikwels afgeplatte voorkoms van die klaste op die voorkantlae van die kruislae, kan moontlik verklaar word deur die skuuraksie tydens die vervoerproses of aan die gelaagde vorm van die brongesteentes. Dikwels word hierdie klaste egter met die voorkoms van horisontale laminasies assosieer en opwaarts fyner- asook growwerwordende tendense kom voor. Hierdie growwer- en fynerwordende tendense weerspieël moontlik 'n toename of afname in energievlak. Die voorkoms van hierdie meer kenmerkende proksimale afsettings is in ooreenstemming met die voorgestelde uitbouing van die waaier-delta.

Die noue assosiasie van die konglomeraatfasies en die rolsteendraende sandsteenfasies in die Rayton Formasie, verteenwoordig waarskynlik verwante afsettingsprosesse. Aangesien die konglomeraatlae baie dun en die klaste dikwels feitlik sferies is, word 'n hoër-energie alluviale afsettingsproses hiervoor voorgestel, waarskynlik tydens vloeidekbladoorstromings. Tydens sulke vloede is dit moontlik om reeds herwerkte klaste as dun lae op die boonste vlakke van sandbanke neer te lê. Die afgeronde, gebreekte sandsteenklaste suggereer vervoer van reeds bestaande afgeronde klaste onder hoër-energie toestande. Waarskynlik is die klaste alreeds in die gevlegde waaierkanale afgerond. Die klaste bestaan meestal uit growwe sandstene, waarskynlik vanaf die onderliggende Magaliesberg of Daspoort Formasies.



Volgens veldwaarnemings blyk daar in die meeste gevalle 'n noue assosiasie tussen die voorkoms van die kalksteenfasies en die andesitiese lawalaag te wees. Hierdie waarneming is alreeds deur outeure soos van Biljon (1949) en Visser (1969) gemaak. Daar heers 'n onsekerheid oor presies hoeveel kalksteen- en lawalae in die Rayton Formasie voorkom, maar dat daar wel 'n lawalaag aan die basis van die kalksteenlaag, soos aangedui in die een profiel van Figuur 10.2 voorkom, word deur geen van die bogenoemde outeure betwis nie. Geen ander kalksteenlae of lawalae kon egter in die studiegebied opgespoor word nie, wat moontlik die gevolg van die swak dagsome kan wees of dat die dagsome ontoeganklik is weens die water in die Roodeplaatdam.

Alluviale waaiers en waaier-deltas word dikwels geassosieer met komme wat deur verskuiwings begrens word (Nilsen, 1982; Wescott en Ethridge, 1980). In so 'n onstabiele omgewing is dit moontlik om kleinskaalse lawa-uitvloei te kry. Hiermee word dus nie 'n tipe grabenafsetting voorgestel nie, maar eerder net gewys op die waarskynlikheid van 'n onstabiele paleoafsettingsomgewing, waar verskuiwings 'n belangrike rol kon gespeel het. Uit die afwesigheid van kussinglawas kan vermoed word dat die lawas waarskynlik nie onder water, maar eerder op droë grond uitgevloei het. So 'n afleiding sal ooreenstem met die voorgestelde alluviale waaiermodel, waar die gevlegde kanale meestal nie-standhoudend was. Oor die verwantskap met die voorkoms van kalksteenlae, kan daar slegs bespiegel word. 'n Moontlike verklaring is dat die kalkstene, soos in die Ridge Route Formasie, Kalifornië in 'n lakustriene vlakwater - strand omgewing gevorm het, in die stiller gedeeltes van 'n waaier - delta (Button, 1973a, Link et al., 1978 en Buck, 1980). Na afsetting van die kalksteen kon onstabiele tektoniese toestande tot die uitvloeiing van andesitiese lawa gelei het. Omgekeerd kon die lawa eers uitgevloei het en na afsakking kon die kalksteenlae ontstaan het. Sulke modelle is egter net spekulasie aangesien daar geen duidelike tekens van 'n strandomgewing geassosieer met die kalksteenfasies in Figuur 10.2 waargeneem is nie. Daar is

egter nog 'n ander alternatief. Volgens Buck (1980) en Cant (1982) kan daar kleiner mere in die afwaartse, distale gedeeltes van 'n waaier-delta vorm. Alhoewel hierdié mere meestal deur moerasse en weeldrige plantegroei in huidige voorbeelde gekenmerk word, is dit waarskynlik dat daar destyds slegs alge in die beskermde meer gegroei het wat kalk kon geprisipeteer het (Buck, 1980). Die stromatoliete in die Rayton kalksteen stem daarmee ooreen. Die tussengelaagde chertlagies is ook ondersteunend van chemiese presipitasie, van silika. Die enkele voorkomste van kleinskaalse golfriffels in die chertlae dui op 'n vlakwater omgewing, waar swak golfherwerking voorgekom het.

Die samevattende roosdiagramme van planêre kruislae in die Rayton Formasie is waaievormig, wat weer 'n tipiese kenmerk van alluviale waaiers/waaier-deltas is (Bull, 1972; Nilsen, 1982). Volgens hierdié roosdiagramme was die aanvoerrigting waarskynlik vanaf die ooste en vanaf die noordweste. Alhoewel individuele roosdiagramme 'n bimodale tendens toon, verteenwoordig dit nie 'n gety-aksie nie (Figuur 10.27). Nilsen (1969, 1982) skryf soortgelyke teenoorgestelde paleostroomrigtings aan die migrasie van antidiune toe, wat algemeen is in 'n alluviale waaieromgewing.

Die strekking van die kanaalopvullings wat loodreg op die aanvoerrigting, soos afgelei van die planêre kruislae (Figuur 10.4) is, kan moontlik verklaar word deur rivierkanale wat loodreg op die waaier wegvloei tydens stormtoestande en die bestaande waaiermateriaal verder herwerk. Volgens Cant (1982) kom sulke rivierstrome loodreg op die vloeirigting van 'n alluviale waaier redelik algemeen voor. 'n Alternatiewe verklaring is dat die noord-suid georiënteerde kanaalopvullings gepaard gaan met die uitbouingsrigting van die voorgestelde waaier-delta, en dat die aanvoerrigting vanaf die ooste dalk net 'n tweede waaier voorstel. Die oorheersende aanvoerrigting vanaf die trogkruislae en die kanaalopvullings sou dan vanaf die noorde gewees het. Die strekking van die golfriffelmerke naby die basis van die formasie, asook die aanvoerrigting vanaf haringgraatkruislae in

dié sone, dui op vloei van water in 'n oos-wes rigting. Golfriffels, wat stratigrafies hoër-op gevind is, weerspieël moontlik kleiner mere wat in die distale gedeeltes van die waaier-delta kon gevorm het.

Opsommend kan die volgende paleoafsettingsmodel vir die Rayton Formasie voorgestel word. Die basale gedeeltes van die formasie is in die ooste in 'n binnelandse kom afgeset met 'n geassosieerde waaier en prograderende waaier- deltasisteen. In die weste was geen kom nie en die afsettings verteenwoordig daar moontlik dié van 'n alluviale waaier. As gevolg van progradering is die kom waarskynlik opgevol, of die watervlak het gedaal. Die grootste gedeeltes van die Rayton Formasie verteenwoordig dus afsetting deur 'n gevlegde rivierstelsel op 'n distale alluviale waaier waar, sporadiese hoë-energie stroomvloei-afsettings aanleiding tot die konglomeraat- en rolsteendraende sandsteenfasies gegee het. Die algemene gebrek aan gravitasievloei-afsettings kan verklaar word in terme van die brongebiedsamestelling, wat waarskynlik oorwegend uit sandstene bestaan het, soos bv die Magaliesberg Formasie. Tektoniese onstabiliteit kon aanleiding gegee het tot die uitvloei van andesitiese lawa terwyl die kalksteenfasies moontlik in lokale mere in die afwaartse gedeeltes van die alluviale waaiers gevorm het. Progradering en terugtrekking van die waaier-delta word weerspieël in die afwisselende opwaarts growwer- en fynerwordende opeenvolgings.

### Algehele afsettingsmodel

Die sedimentêre gesteentes van die Pretoria Groep verteenwoordig afsettings van alluviale waaiers, waaier-deltas, deltas, turbiediete asook deur getye en gevlegde riviere in 'n binnelandse, lakustrine kom.

Die basale Rooihoogte Formasie verteenwoordig waarskynlik waaier-deltaafsettings wat op 'n paleokarstoppervlak van die Chuniespoort Groep neergelê is. Hierdie waaier-deltas het vanuit



die suide in die vlak kom beweeg waar gedeeltelike herwerking deur golfaksie plaasgevind het. Die daaropvolgende Timeball Hill Formasie is kenmerkend van 'n prodelta-verspreidingsmondwal deltaïse afsettingsomgewing. Seisoenbeheerde riviere uit die noorde het sediment na die deltas vervoer. Gedurende die afsetting van die laasgenoemde twee formasies het die watervlak herhaaldelik gedaal en gestyg waartydens gedeeltelike herwerking plaasgevind het. Moontlike opvulling en/of 'n watervlakdaling het tot die afsetting van alluviale waaiers van die Boshhoek Formasie onder droë toestande gelei. Die erosionele kontak tussen die Boshhoek en die Timeball Hill Formasies dui op 'n tydsgaping, waartydens die kom waarskynlik verklein het. Na die afsetting van die Boshhoek Formasie het die uitbarstings van die Hekpoort Formasie gevolg. Die eerste piroklastiese materiaal wat uitgeskiet is, is gedeeltelik in groot, lokale poele herwerk om graderingsgelaagdheid op te lewer. Die eerste lawa uitvloeie het ook in hierdie poele gevloei om lokale kussingstrukture te vorm, maar die res van die lawa het op land uitgevloei. 'n Tweede tydsgaping word deur die voorkoms van 'n paleobodem aan die bokant van die Hekpoort Formasie aangedui. Op hierdie paleobodem het lokale playameerafsettings voorgekom (Martini, 1990), voordat die Strubenkop Formasie neergelê is.

Die Strubenkop Formasie is in 'n dalende kom neergelê en verteenwoordig die afwaartse gedeeltes van die waaier-delta afsettings van die Daspoort Formasie. Hierdie noue assosiasie tussen die Strubenkop en die Daspoort Formasie kan in die graderende kontakte tussen dié twee formasies gesien word. Hierdié waaier-deltas is ook uit die noorde uitgebou en gedeeltelike herwerking deur golfaksie asook watervlakveranderinge het plaasgevind. Die daaropvolgende Silverton Formasie is weer kenmerkend van 'n prodelta-deltafrontafsetting. Hierdie afsettings gradeer opwaarts na die Magaliesberg Formasie, wat as 'n kuslynafsetting geïnterpreteer word. Weereens is die Silverton-deltas deur seisoenbeheerde riviere uit die noorde gevoed. Watervlak- sowel as seisoenale veranderinge was redelik algemeen gedurende hierdie

afsettingstydperk.

Die Rayton Formasie dui op 'n alluviale waaiër- tot waaiër-delta-afsetting met 'n noordelike tot noordwestelike brongebied. Die kom was teen hierdie tyd redelik klein, waarskynlik as gevolg van opvulling deur die vorige formasies. Hierdie kom het waarskynlik slegs tot ongeveer 30km oos van Pretoria gestrek aangesien verder wes geen tekens van komaktiewiteit in die Rayton Formasie waargeneem is nie. Kalksteenlense is in klein, lokale poele op die alluviale waaiërs neergelê. Hierdie poele is waarskynlik deur die gevlegde rivierstelsels en migrerende sandbanke gevorm. Onstabiele toestande het direk voor of na die afsetting van die kalksteenlense gevolg en andesitiese lawa het uitgevloei.

Oor die algemeen dui die CIA verweringsindekse (Figure 11.11) vir die Pretoria Groep gesteentes op 'n hoë verweringsgraad van die brongesteentes. Hierdie brongesteentes was meestal graniete en tot 'n mindere mate groensteengordels (Figure 11.7, 11.8, 11.9 en 11.10). Die dominante aanvoerrigting uit die noorde dui daarop dat hierdié brongesteentes noord van Pretoria moes gewees het. Hierdie gevolgtrekking stem ooreen met die aanwesigheid van 'n sentrale paleohoog ten noorde van Pretoria soos deur Eriksson et al. (1988) gepostuleer is. Dit is dus onwaarskynlik dat die oorspronklike Transvaalkom 'n ovaalvormige vorm gehad het, soos deur Button (1973) gepostuleer word. 'n Meer verdeelde kom met kleiner sub-komme, wat deur Eriksson et al. (1988) voorgestel word, blyk meer waarskynlik te wees. Die verkleining van die kom gedurende die afsetting van die Rayton Formasie is ook eerder ondersteunend van kleiner sub-komme as van 'n groot ovaalvormige kom wat van Pretoria tot Pietersburg gestrek het.

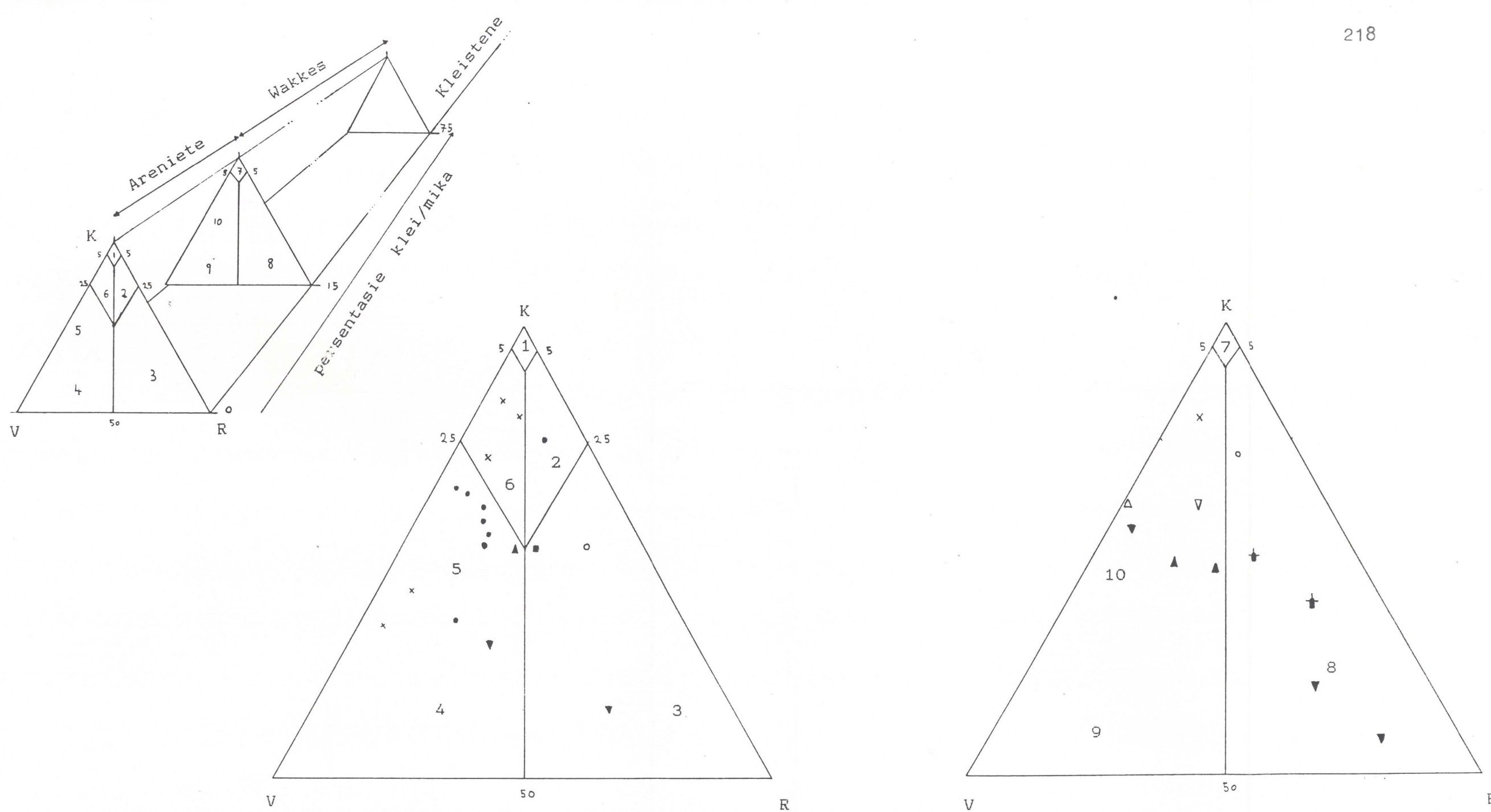
Visser (1969) en Button (1973) het 'n mariene afsettingsomgewing vir die Prteoria Groep voorgestel. Hierdie sienswyse gaan egter mank aan bewyse en daar is geen alternatiewe afsettingsomgewing soos by voorbeeld lakustrien oorweeg nie. Verskeie feite noodsaak egter oorweging van 'n alternatiewe model.

Die volgende waarnemings getuig ten gunste van 'n lakustriene afsettingsomgewing vir die Pretoria Groep :

- 1) golf en windriffelmerke is oorheersend en daar is feitlik geen stroomriffelmerke en klotsriffelmerke nie
- 2) herhaaldelike watervlaksommelings oor kort diktes kom voor
- 3) uitvloei van die Hekpoort en Rayton Formasies se lawas grootliks onder droë toestande
- 4) dominante voorkoms van arkoses, litiese en arkosiese wakke (Figuur 12.1)
- 5) intrakratoniese ligging van die Pretoria-kom
- 6) areniete val meestal in die kontinentale veld (Figuur 12.2)
- 7) afwisselende sout- en varswater toestande het volgens geochemiese analyses geheers (Tabel 12.1)

In 'n mariene afsettingsomgewing sal stroomriffels en klotsriffels algemeen voorkom en watervlaksommelings, soos wat dit vir die Pretoria Groep afgelei kan word, is minder kenmerkend. Trouens, sulke algemene watervlakveranderinge is baie tipies van 'n lakustriene omgewing (Picard en High, 1972). Dit lyk as of die afwisselende sout- en varswatertoestande, soos uit die geochemiese analyses afgelei kan word (Tabel 12.1), teenstrydig hiermee is. Dit is egter interessant dat die formasies met 'n oënskynlike soutwater- tipering, ook gekenmerk word deur die voorkoms van windriffelmerke. Die formasies waar varswatertoestande waarskynlik geheers het, word slegs gekenmerk deur golf- en minder prominente stroomriffels (Tabel 12.1). Skommelings in die soutgehalte van die water is 'n baie algemene verskynsel van lakustriene omgewings (Picard en High, 1972). Die rede hiervoor is dat die watervlak redelik maklik as gevolg van seisoenale invloede of regressie/transgressie kan verander, wat dan weer die soutkonsentrasie van die water beïnvloed. Die assosiasie van windriffelmerke en hoë soutgehalte van die water vir bepaalde formasies kan dus verklaar word deur watervlakdalings.





Figuur 12.1 Klassifikasie van sandstene wat self in die studiegebied versamel is. Die diagramme is aangepas volgens Dott *et. al.* ( 1964 ) en Pettijohn *et. al.* ( 1972 ).

- ▼ Rooihoogte Formasie
- Hekpoort Formasie  
(samestelling volgens Visser, 1969)
- ▲ Strubenkop Formasie
- Daspoort Formasie
- Magaliesberg Formasie
- x Rayton Formasie

Kwarts = k Rotsfragmente = R Veldspaat = V

- 1 = Kwartsareniet
- 2 = Sublithareniet
- 3 = Litiese Areniet
- 4 = Arkosiese Areniet
- 5 = Arkose
- 6 = Subarkose
- 7 = Kwartswak
- 8 = Litiese Grouwak
- 9 = Veldspatiese Grouwak
- 10 = Arkosiese Wak

- ▼ Rooihoogte Formasie
- △ Timeball Hill Formasie
- ⬆ Boshhoek Formasie
- Hekpoort Formasie ( samestelling volgens Visser, 1969 )
- ▲ Strubenkop Formasie
- ▽ Silverton Formasie
- x Rayton Formasie



<u>Formasie</u>	<u>Paleosaliniteit</u>		<u>Dominante Riffeltipe</u>	
	Laag	Hoog	Golf	Golf en Wind
Rooihoogte	x		x	
Timeball Hill		x		x
Strubenkop		x		x
Daspoort	x		x	
Silverton		x		x
Magaliesberg	x		x	
Rayton	x		x	

Tabel 12.1 Voorgestelde soutgehalte vir die verskillende formasies van die Pretoria Groep asook die dominante riffeltipe(s) wat in hierdie formasies voorkom.



## Hoofstuk 13

### Opsomming en Gevolgtrekking

Behalwe vir die verskil tussen die gepostuleerde mariene en lakustriene paleoafsettingsomgewings, is daar ook ander verskille met betrekking tot die afsettingsmodelle van individuele formasies. Visser (1969) beskou mariene transgressie en deltaïese, vlakwater-marien- tot fluviale afsettingsprosesse as verantwoordelik vir die ontstaan van die Pretoria Groep. Button (1973) se mening stem grootliks met hierdie kombinasie ooreen, maar sluit afsettings as gevolg van meanderende riviere in. Dit is opvallend dat geeneen van die twee outeure alluviale waaiers of waaier-deltas as 'n afsettingsmodel voorstel nie. Formasies soos die Rooihoogte, Boshok, Daspoort en die Rayton Formasie bevat kenmerkende eienskappe van alluviale waaiers en waaier-deltas, soos bv die kombinasie van stroom- en massavloei-afsettings, onvolwasse sandstene en opwaarts grofwordende tendense.

Die Rooihoogte Formasie word deur Visser (1969) en Button (1973) in terme van mariene transgressie verklaar, maar die teenwoordigheid van geïnterpreteerde massa- en stroomvloei-afsettings is eerder kenmerkend van 'n alluviale waaier/waaier-delta-omgewing. Die meeste outeurs stel 'n deltaïese afsettingsmodel vir die Timeball Hill Formasie voor. Die vernaamste verskil is in die afsettingsomgewing, wat volgens Visser (1969) en Button (1973) marien en volgens Eriksson (1986) eerder lakustrien was. Die assosiasie van wind- en golfriffelmerke asook die afwesigheid van klots- en stroomriffelmerke in die Timeball Hill Formasie is eerder ondersteunend van 'n lakustriene omgewing. Button (1973) se meanderende rivierafsettingsmodel vir die Boshok Formasie is hier deur 'n gevlegde rivierafsettingsmodel op 'n voorgestelde alluviale waaier vervang. Die Strubenkop Formasie is deur Visser (1969) deur 'n vlakwater mariene afsettingsomgewing verklaar en deur Button (1973) as 'n getyvlakte. Die dik horisontaal-gelaagde

kleisteenzones met ondergeskikte sliksteenlense is eerder kenmerkend van 'n prodelta-deltafrontafsettingsomgewing, wat opwaarts na vlakker afsettingstoestande van die Daspoort Formasie gradeer. Die Daspoort Formasie word as 'n waaier-delta-afsetting geïnterpreteer waarop afsettings deur gevlegde riviere plaasgevind het. Hierdie model verskil van Visser (1969) se fluviale- en strandafsettingsmodel en van Button (1973) se strandwalmodel. Die oorwegende voorkoms van arkoses in die Daspoort Formasie spreek teen 'n strandwal- en strandafsettingsmodel. 'n Deltaïese paleoafsettingsomgewing word vir die Silverton Formasie voorgestel, waar weereens die assosiasie van wind- en golfriffelmerke teen 'n mariene interpretasie (Visser, 1969) spreek, vanweë die impliseerde vinnig-veranderende watervlak. Die Magaliesberg Formasie word weereens deur Visser (1969) in terme van 'n fluviale- en strandafsettingsomgewing verklaar en deur Button (1973) as 'n delta-strandafsettingsmodel. Die graderende kontak met die ondeliggende Silverton Formasie suggereer 'n vlakker-wordende kuslynafsettingsomgewing. 'n Fluviale afsettingsmodel word deur Visser (1969) vir die Rayton Formasie voorgestel. Hierdié model is hier gemodifiseer na 'n alluviale waaier/waaier-delta model, waar afsettings hoofsaaklik deur gevlegde riviere plaasgevind het. Die afsettingskom was waarskynlik redelik klein en het vermoedelik slegs tot ongeveer 30km oos van Pretoria gestrek. Met verloop van sedimentasie deur die gevlegde riviere en uitbouing van die waaiers is die kom opgevolg en slegs lokale mere het oorgebly waarin die kalksteenlae gevorm is.

#### Dankbetuigings

Die skrywer is dank verskuldig aan die SNO en die Universiteit van Pretoria vir die Navorsingsfondse, sowel as dr. C. Frick van die Geologiese Opname vir die gebruik van voertuie en ander aparate. Dank is ook verskuldig aan my twee promotors Prof. P.G. Eriksson en prof. C.P. Snyman van die Departement Geologie aan die die Universiteit van Pretoria, vir hulle waardevolle advies en hulp met die tegniese en praktiese versorging van hierdie

verhandeling. Baie dankie ook aan Mnr. L. Jacobs vir die maak van slypplaaityjies, en dr. M.R. Sharpe vir die chemiese analise van my handmonsters.

Aan my vader wil ek ook baie dankie sê vir die gebruik van sy rekenaar en laastens maar nie die minste nie, aan my vrou Kerstin, wat my met soveel geduld en liefde tydens die lang nagte van skryfwerk aan my tesis, ondersteun het - baie dankie.

### Verwysings

Amajor, L. C. ( 1987 ). Major and trace element geochemistry of Albian and Turonian shales from the southern Benue trough, Nigeria. J. Afr. Earth Sci., 6, 633 - 641.

Beukes, N. J. ( 1983 ). Palaeoenvironmental setting of iron formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup, South Africa. 131-209. In : Trendall, A. F. & Morris, R. C., Eds., Iron formation : Facts and Problems. Elsevier, Amsterdam, 558 p.

Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. ( 1980 ). Origin of sedimentary rocks, second edition. Prentice - Hall, New Jersey, 782 pp.

Böhmer, R. G. ( 1977 ). Die Bepaling en Verspreiding van Spoorelemente in Afsettingsgesteentes van die Groep Pretoria. DSc. tesis ( ongepubliseer ), Universiteit van Pretoria, Pretoria, 337pp.

Boggs, S. ( 1987 ). Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Merrill Publishing, Columbus, Ohio, 784 pp.

Bouska, V. ( 1981 ). Geochemistry of coal. Elsevier, Amsterdam, 284 pp.



Buck, S. G. ( 1980 ). Stromatolite and ooid deposits within the fluvial and lacustrine sediments of the Precambrian Ventersdorp Supergroup of South Africa. Precambrian Research, 12, 311-330 p.

Bull, W. B. ( 1972 ). Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record, 63 - 83. In : Rigby, J. K. & Hamblin, W. K., Eds., Recognition of ancient sedimentary environments. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists., Tulsa, Oklahoma, 340pp.

Burger, A. J. en Coertze, F. J. ( 1973 ). Age determinations - April 1972 to March 1974. Ann. geol.Surv. S. Afr., 10, 135 - 141.

Button, A. ( 1969 ). Stratigraphic analysis of the Transvaal Sequence in the Irene-Delmas-Devon area, Transvaal. Inform. Circ. Econ. geol. Res. Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, 51, 12 pp.

Button, A. ( 1973 ). A regional study of the stratigraphy and the development of the Transvaal Basin in the eastern and northeastern Transvaal. Ph.D. thesis ( ongepubl. ), Univ. Witwatersrand, Johannesburg, 352pp.

Button, A. ( 1973a ). Algal Stromatolites of the early Proterozoic Wolkberg Group, Transvaal Sequence. J. Sedim. Petrol., 43, 160 - 167 p.

Button, A. ( 1975 ). A palaeocurrent study of the Dwaal Heuwel Formation, Transvaal Supergroup. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 78 , 173 - 183.

Button, A. ( 1976 ). Stratigraphy and relations of the Bushveld floor in the eastern Transvaal. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 79, 3 - 12.

Button, A. ( 1986 ). The Transvaal sub-basin of the Transvaal Sequence, 811 - 817. In : Anhaeusser, C. R. & Maske, S., Eds., Mineral Deposits of Southern Africa, 1. Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1020pp.

Cameron, E. M. and Garrels, R. M. ( 1980 ). Geochemical compositions of some Precambrian shales from the Canadian Shield. Chem. Geol., 28, 181-197.

Cant, D.J. ( 1982 ). Fluvial systems, 115 - 137. In : Scholle, P. A. & Spearing, D., Eds., Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 410 pp.

Clark, F. W. ( 1924 ). Data of Geochemistry. Bulletin U.S. geol. Surv., 770

Coertze, F. J. ( 1961 ). The Transvaal System in Transvaal. 4 th Meeting, C.C.T.A.reg. Comm. Geol., 86, p 54 - 62.

Collinson, J. D. and Thompson, D. B. ( 1989 ). Sedimentary structures. George Allen & Unwin, London, 194 pp.

Crockett, R. N. ( 1972 ). The Transvaal System in Botswana : its geotectonic and depositional environment and special problems. Trans. geol. Soc. S. Afr., 75, 275 - 292.

Curtis, C. D. ( 1969 ). Trace - element distribution in some British Carboniferous sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 519 - 523.

Davies, R. A., Jr. ( 1985 ). Beach and Nearshore Zone, 379 - 444. In : Davies, R. A., Jr., Ed., Coastal Sedimentary Environments, second edition. Springer Verlag, New York, 716 pp.

Degens, E. T., Williams, E. G. and Keith, M. L. ( 1957 ). Environmental studies of Carboniferous sediments. Part 1 : Geochemical criteria for differentiating marine from freshwater shales. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41, 2427-2455.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. en A., Ryberg, P. T. ( 1983 ). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geol. Soc. Am. Bul., 94, 222 - 235.

Dott, R. L. ( 1964 ). Wacke, greywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification ? J. Sed. Petrol., 34, 625 - 632.

Elliott, T. ( 1978 a ). Deltas, 97 - 142. In : Reading, H. G., Ed., Sedimentary Facies and Environments. Blackwell Scientific Publs., Oxford, 557 pp.

Elliott, T. ( 1978 b ). Clastic Shorelines, 143 - 177. In : Reading, H. G., Ed., Sedimentary Facies and Environments. Blackwell Scientific Publs., Oxford, 557 pp.

Engelbrecht, J. P. ( 1986 ). Die Bosveld Kompleks en sy vloergesteentes in die omgewing van Nietverdiend, Wes-Transvaal. D.Sc. tesis ( ongepubl ). Univ. Pretoria, Pretoria, 327pp.

Eriksson, K. A. ( 1973 ). The Timeball Hill Formation - a fossil delta. J. Sed. Petrol., 43, 1046 - 1053.

Eriksson, P. G. ( 1986 ). Sedimentological aspects of the Pretoria Group in the Pretoria-Rustenburg area. Abstr. 21st Congr. geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 509 - 511.



Eriksson, P. G. & Twist, D. ( 1986 ). A note on a lahar deposit in the Hekpoort Formation, Transvaal Sequence, near Pretoria. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 89, 415 - 418.

Eriksson, P. G., Nixon, N. & Snyman, C. P. ( 1987 ). A study of Upper Pretoria Group sedimentary rocks in contact with the Rustenburg Suite in the Buffelspoort Dam area, near Rustenburg. S. Afr. J. Geol., 90, 124 - 136.

Eriksson, P. G. ( 1988 ). Sedimentology of the Rooihoogte Formation, Transvaal Sequence. S. Afr. J. Geol., 91, 477 - 489.

Eriksson, P. G., Meyer, R. & Botha, W. J. ( 1988 ). A hypothesis on the nature of the Pretoria Group basin. S. Afr. J. Geol., 91, 490 - 497.

Eriksson, P. G., Twist, D., Snyman, C. P. & Burger, L. ( 1989 ). The Geochemistry of the Silverton Formation, Transvaal Sequence. Res. Rep. Inst. geol. res. Bushveld Complex, Univ. Pretoria, 25pp.

Eriksson, P. G. & Clendenin, C. W. ( in press ). A review of the Transvaal Sequence, South Africa. J. Afr. Earth Sciences, 9.

Gould, D., Rathbone, P. A. & Kimbell, G. S. ( 1987 ). The Geology of the Molopo Farms Complex, Southern Botswana. Bulletin Geo. surv. Botswana., 23, 15 - 24.

Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. & Korotev, R. L. ( 1984 ). The "North American Shale Composite". Its compilation, major and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2469 - 2482.

Hattingh, E. ( 1978 ). 'n Mineralogiese ondersoek van kalksilikaatsgesteentes Noordoos van Pretoria. M.Sc. verhandeling ( ongepubl. ). Univ. Pretoria, Pretoria, 83pp.

Houseknecht, D. W. & Ethridge, F. G. ( 1978 ). Depositional history of the Lamotte sandstone of southeastern Missouri. J. Sed. Petrol., 48, 575 - 586.

Johnson, H. D. ( 1978 ). Shallow Siliclastic Seas, 207 - 258. In : Reading, H. G., Ed., Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publs., Oxford, 557 pp.

Key, R. M. ( 1983 ). The geology of the area around Gabarone and Lobatse, Kweneng, Kgatleng, Southern and South East Districts. Mem Geol. surv. Botswana, 5, 230 pp.

Klein, G. de. V. ( 1970 ). Depositional and dispersal dynamics of intertidal sandbars. J. Sed Petrol., 40, 1095 - 1127.

Klop, A. A. C. ( 1978 ). The metamorphosed sediments of the Pretoria Group and the associated rocks northwest of Zeerust, western Transvaal. M.Sc. verhandeling ( ongepubl. ). Univ. Pretoria, Pretoria, 87pp.

Knox, R. W. O. ( 1970 ). Chamosite ooliths from the Winter Gill Ironstone ( Jurassic ) of Yorkshire, England. J. Sedim. Petrol., 40, 1216 - 1225.

Kukal, Z. ( 1971 ). Geology of recent Sediments. Academic Press, London, 490 pp.

Larsen, V. & Steel, R. J. ( 1978 ). The sedimentary history of a debris flow - dominated Devonian alluvial fan - a study of textural inversion. Sedimentology, 25, 37 - 59.

Lash, G. L. ( 1984 ). Density-modified grain flow deposits from an early Paleozoic passive margin. J. Sedim. Petrol., 54, 557 - 562.

Link, M. H., Osborne, R. H. & Awramik, S. M. ( 1978 ). Lacustrine stromatolites and associated sediments of the Pliocene Ridge Route Formation, Ridge Basin, California. J. Sedim. Petrol., 48, 143 - 158 p.

Long, ( 1978 ) Proterozoic stream deposits : some problems of recognition and intrerpretation of ancient sandy fluvial systems, 313-341. In : Miall, A. D., ed., Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, 859 pp.

Lowe, D. R. ( 1976 ). Grain flow and grain flow deposits. Jour. Sed. Petrol., 46, 188 - 199.

Lowe, D. R. ( 1982 ). Sediment gravity flows : 2. Depositional models with special reference to the deposits of hogh-density turbidity currents. J. Sedim. Petrol., 52, 279-297.

Martini, J. E. J. ( 1990 ) An Early Proterozoic playa in the Pretoria Group, Transvaal, South Africa. Precambrian Research, 46, 341 - 351.

Miall, A. D. ( 1984 ). Deltas, 105 - 118. In : Walker, R. G., Ed., Facies Models, second edition. Geoscience Cannada, Toronto Cannada, 317 pp.

Nesbitt, H. W. & Young, G. M. ( 1982 ). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715 - 717 p.

Nilsen, T. H. ( 1969 ). Old Red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian district, western Norway. Sedimentary Geology, 3, 35-57.

Nilsen, T. H. ( 1982 ). Alluvial fan deposits, 49 - 86. In : Scholle, P. A. & Spearing, D., Eds., Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists,



Tulsa, Oklahoma, 410 pp.

Nixon, N., Eriksson, P. G., Jacobs, R. & Snyman, C. P. ( 1988 ). Early Proterozoic micro - algal structures in carbonaceous shales of the Pretoria Group, southwest of Potchefstroom. S. Afr. J. Science, 84, 592 - 595.

Picard, M. D. & High, L.R. ( 1972 ). Criteria for Recognizing Lacustrine Rocks, 108 - 145. In : Rigby, J. K. & Hamblin, W. K., Eds., Recognition of ancient sedimentary environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, 340 pp.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. ( 1972 ). Sand and Sandstone. Springer - Verlag, New York, 553 p.

Potter, P. E., Shimp, N. F. & Witters, J. ( 1963 ). Trace elements in marine and fresh - water argillaceous sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 1 - 16.

Reinson, G. E. ( 1984 ). Barrier Island and associated Strand - Plain Systems, 119 - 140. In : Walker, R. G., Ed., Facies Models, second edition. Geoscience Canada, Toronto, Canada, 317pp.

Ronov, A. B. & Migdisov, A. A. ( 1971 ). Geochemical history of the crystalline basement and sedimentary cover of the Russian and North American Platforms. Sedimentology, 16, 137 - 185.

Rupke, N. A. ( 1978 ). Deep Clastic Seas, 372 - 415. In : Reading, H. G., Ed., sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publs., Oxford, 557 pp.

Schopf, T. J. M. ( 1980 ). Oceanography. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 341pp.

Sharpe, M. R., Brits, R. & Engelbrecht, J. P. ( 1983 ). Rare earth and trace element evidence pertaining to the petrogenesis of 2.3 Ga old continental andesites and other volcanic rocks from the Transvaal Sequence, South Africa. Res. Rep. Inst. geol. res. Bushveld Complex, Univ. Pretoria, 40 pp.

Sneh, A. ( 1979 ). Late Pleistocene Fan - Deltas along the Dead Sea Rift. J. Sedim. Petrol., 49, 541 - 552 p.

South African Committee for Stratigraphy ( SAKS ). ( 1980 ). Stratigraphy of South Africa, Part 1 ( Comp. L. E. Kent ). Lithostratigraphy of the Republics of South Africa, South West Africa/ Namibia, and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda. Handbk. geol. Surv. S. Afr., 8, 690 pp.

Stratten, T. ( 1973 ). Notes on the application of shape parameters to differentiate between beach and river deposits in Southern Africa. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 76, 59 - 64.

Tankard, A. J., Jackson, M. P. A., Eriksson, K. A., Hobday, D. K., Hunter, D. R. & Minter, W. E. L. ( 1982 ). Crustal Evolution of South Africa. Springer - Verlag, New York, 523pp.

Tanner, W. F. ( 1967 ). Ripple mark indices and their uses. Sedimentology, 9, 89 - 104.

Toens, P. D. ( 1953 ). The geology around Leeufontein, northeast of Pretoria. M. Sc. verhandeling ( ongepubl. ), Univ. Pretoria, Pretoria.

Tourtelot, H. A. ( 1967 ). Minor - element composition and organic content of marine and non - marine shales of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 579 - 1604 p.

Truter, F. C. ( 1949 ). A review of volcanism in the geological history of South Africa. Trans. geol. Soc. S. SAfr., 52, 29-89.

Van Biljon, S. ( 1949 ). The transformation of the upper part of the Pretoria Series in the Bushveld Igneous Complex. Trans. geol. Soc. S.Afr., 52, 1 - 75.

Visser, H.N., Spies, J.J., Fourie, G.P., Viljoen, J.J., Söhnge, P.C. en Venter, F.A. ( 1961 ). Die geologie van die gebied tussen Middelburg en Cullinan, Transvaal. Toel. bl. 2528D/2529C, geol. Surv. S. Afr.

Visser, J. N. J. ( 1969 ). 'n Sedimentologiese studie van die Serie Pretoria in die Transvaal. D. Sc. tesis ( ongepubl. ), Univ. Oranje Vrystaat, Bloemfontein, 263pp.

Visser, J. N. J. ( 1971 ). The deposition of the Griquatown Glacial Member in the Transvaal Supergroup. Trans. geol. Soc. S. Afr., 74, 187 - 199

Visser, J. N. J. ( 1972 ). The Timeball Hill Formation at Pretoria - a prograding shore - line deposit. Ann. Geol. Surv. S. Afr., 9, 115 - 118.

Von Grunewaldt, G., Sharpe, M. R. & Hatton, C. J. ( 1985 ). The Bushveld Complex : Introduction and Review., Econ. Geol., 80, 803 - 811.

Walker, R. G. ( 1969 ). The juxtaposition of turbidite and shallow - water sediments : study of a regressive sequence in the Pennsylvanian of North Devon, England. Jour. Geol., 77, 125-143.

Wedepohl, K. H. ( 1978 ) Handbook of Geochemistry. Springer - Verlag, Heidelberg, 5-I-1 - 5-M-3.



Wescott, W. A. & Ethridge, F. G. ( 1980 ). Fan - delta sedimentology and tectonic setting - Yallahs Fan Delta, Southeast Jamaica. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 64, 374-399.

Willemse, J., Schwellnus, C.M., Brandt, J.W., Russel, H.D. & van Rooyen, D.P. ( 1944 ). Loodafsettings in die Unie van Suid-Afrika en Suidwes-Afrika. Mem. geol. Surv. S. Afr., 39,

Williams, P. E. & Rust, B. R. ( 1969 ). The sedimentology of a braided river. J. Sedim. Petrol., 39, 649 - 679.

Wright, L. D. ( 1985 ). River Deltas, 1-76. In : Davies, R. A., Jr., Ed., Coastal Sedimentary Environments, second edition. Springer Verlag, New York, 716 pp.

Wronkiewicz, K. H. & Condie, K. C. ( 1987 ). Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa : source - area weathering and provenance. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 2401 - 2416.

Zawada, P. K. ( 1988 ). Trace elements as possible palaeosalinity indicators for the Ecca and Beaufort Group mudrocks in the southwestern Orange Free State. S. Afr. J. Geol., 91, 18 - 26.