

Hur bildades Bushveldkomplexet?

Filip Ivarsson

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 452
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2015

Hur bildades Bushveldkomplexet?

Kandidatarbete
Filip Ivarsson

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2015

Innehåll

1	Introduktion	7
2	Regionalgeologi	7
3	Lokalgeologi	7
4	Hypoteser.....	9
4.1	Inledning	9
4.2	Meteoritnedslag	9
4.2.1	Allmänt	9
4.2.2	Argument för	9
4.2.3	Argument emot	11
4.3	Subduktion	11
4.3.1	Allmänt	11
4.3.2	Argument för	12
4.3.3	Argument emot	12
4.4	Mantelplym	12
4.4.1	Allmänt	12
4.4.2	Argument för	13
4.4.3	Argument emot	14
4.5	Delaminering av mantel triggad av mantelplymimpakt	14
4.5.1	Allmänt	14
4.5.2	Argument för	14
4.5.3	Argument emot	15
5	Diskussion	15
5.1	Meteoritnedslag	15
5.2	Subduktion	15
5.3	Mantelplym	15
5.4	Delaminering av mantel triggad av mantelplymimpakt	16
6	Slutsats	16
7	Tack.....	16
8	Referenser.....	17

Hur bildades Bushveldkomplexet?

FILIP IVARSSON

Ivarsson, F., 2015: Hur bildades Bushveldkomplexet? *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 452, 18 sid. 15 hp.

Sammanfattning: Bushveldkomplexet är beläget på den arkeiska kratonen Kaapvaal och är världens största mafiska intrusion. Den innehåller stora mängder platinagruppermetaller (PGE), kromit och andra eftertraktade metaller. Bildningen av komplexet är än idag omdiskuterat trots många tidigare studier. Generellt finns fyra förslagna modeller för komplexets bildning. En hypotes är att magmatismen har skett som ett resultat av nedslag från asteorider och/eller kometer, där den cirkulära formen, PDF (planar deformation features) och impaktbreccia är de främsta argumenten. Vulkanisk aktivitet bakom en aktiv kontinental öbåge är en annan förslagen hypotes som baseras på observationer så som flödesriktningar utifrån TML (Thabazimbi–Murchison lineament) och höga $\delta^{37}\text{Cl}$ och Cl/F värden. En tredje modell innebär att komplexet bildades av en mantelplym. Detta styrks av den geomorfologiska uppbyggnaden av komplexet samt geokemiska bevis. En senare modell bygger på en kombination av mantelplymimpakt och delaminering av manteln. Modellen styrks bl.a. av den spatiala relationen mellan Bushveldkomplexet och Transvaal bassängen, samt radierande gångsvärmar i öster vilka konvergerar in mot komplexet. Bristen av representativa makroskopiska och mikroskopiska indikatorer tillsammans med paleomagnetiska bevis gör meteoritmodellen till den minst troliga. Avsaknad av associerande gångsvärmar som är likåldriga, dvs. ca 2.06 Ga gör också mantelplym teorin mindre trolig. Delamineringshypotesen är en trolig bildningsprocess för Bushveldkomplexets. Det finns även andra gångsvärmar söder om komplexet med annan riktning tillsammans med diamant på litet djup. Argument mot subduktionshypotesen är att intrusioner med snarlika åldrar saknas i norra Kaapvaal. Modellen är dock förenlig med geokemisk data som indikerar kontaminering av magman. Då ingen annan modell kan förklara de höga klorvärdena verkar den rimligaste hypotesen för Bushveldkomplexets bildning vara subduktion.

Nyckelord: Bushveldkomplexet, LIP, platina, kromit, intrusion.

Handledare: Ulf Söderlund, Carl Alwmark

Ämnesinriktning: Berggrundsgeologi

Filip Ivarsson, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: filip.ivarsson.89@hotmail.com

How did the Bushveld Complex form?

FILIP IVARSSON

Ivarsson, F., 2015: How did the Bushveld Complex form? *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 452, 18 pp. 15 hp (15 ECTS credits) .

Abstract: The Bushveld complex is the world's largest mafic intrusion and located on the Archean Kaapvaal craton, southern Africa. The complex's host rock has anomalous quantities of platinum-group elements (PGE), chromite and other valuable metals of high demand. The origin of the complex remains to this day discussed, despite a plethora of geochemical and petrological studies. There are in general four proposed models for Bushveld's formation. One hypothesis propose that the magmatism was triggered by an impact event (from asteroids and/or comets) and are supported by the circular form, PDFs and impact melt breccia. Another model suggests a formation from a back-arc as structural features, flow direction of magma from the feeder dyke TML and high $\delta^{37}\text{Cl}$ and Cl/F ratio support this. A third model suggests a mantle plume, this is supported by the geomorphological structure, the geochemistry and the contamination of the magma by the crust. A later model is a combination between the mantle plume and a delamination of the mantle. Arguments for this model are the spatial relationship between the Transvaal Supergroup and the Bushveld Complex, seismic analysis and dykes that converge towards the complex. Lack of representative macro and microscopic indicators, along with paleomagnetism that suggests that the strata was horizontal, makes the meteorite impact model unlikely. Same goes for the mantle plume theory, due to the absence of radiation dyke swarms from 2.06 Ga BP. The delamination hypothesis explains the formation of the Bushveld complex well, however the age difference between the swarms is a counter-argument. Other counter-arguments are the presence of dykes south of the complex with a differing orientation and diamonds on shallow depths. There are arguments against the subduction hypothesis as well. The Bushveld complex is the only intrusion found in a sedimentary environment in which no calc-alkaline bedrock has been found. High $\delta^{18}\text{O}$ could be explained by influx of sediment. No other model can explain the high chlorine ratios which leads to the conclusion that the Bushveld complex is related to some type of subduction processes.

Keywords: Bushveld Complex, LIP, platinum, chromite, intrusion.

Supervisor(s): Ulf Söderlund, Carl Alwmark

Subject: Bedrock Geology

Filip Ivarsson, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: filip.ivarsson.89@hotmail.com

1 Introduktion

Bushveld Igneous Complex (BIC) är världens största mafiska intrusion och är beläget i Sydafrika. Komplexet har en av världens enskilt största reservoarer av platinagruppermetaller och kromit. Med tanke på dessa stora mineral- och metallförekomster, och dess anomala volym, är det viktigt att förstå uppkomsten av denna intrusion. Det är än idag kontroversiellt hur BIC bildats. En hypotes menar att Bushveldkomplexet skulle vara resultatet av nedslag från asteroider och/eller kometer, då komplexet uppvisar många likheter med två av de största kända nedslagskraternas på jorden; Vredefort Ring (Sydafrika) och Sudbury (Kanada). En annan modell förklarar det genom omfattande magmatisk/vulkanisk aktivitet bakom en aktiv kontinental öbåge (s.k. back-arc). En tredje modell bygger på voluminös magmatism relaterad till en s.k. mantelplym. Under senare tid har det även presenterats en modell som bygger på en kombination av mantelplym-impakt och delaminering av manteln.

Syftet med detta kandidatarbete är att:

- Förstå och diskutera de modeller som kan ha bildat BIC,
- Överväga för- och motargument för varje modell,
- Argumentera för den modell jag finner mest trolig.

2 Regionalgeologi

Bushveldkomplexet är beläget på den arkeiska kratonen Kaapvaal, vilken huvudsakligen består av Sydafrika men även delar av Botswana, Swaziland och Konungariket Lesotho (Fig. 1). Den är en av världens äldsta och bäst bevarade kratoner tillsammans med Pilbarakratonen i nordvästra Australien. Deras litologiska, stratigrafiska, och paleomagnetiska likheter tyder på att de båda varit en del av första superkontinenten, Vaalbara (Cheney., 1996). Kaapvaalkratonen täcker 1.2 miljoner km² och domineras av 3.6 - 2.7 Ga gamla granit-grönstensbälten (Zegers et al., 1998). Kratonen kan delas upp i ett västligt och ett östligt segment uppbyggda av jordskorpa som stabiliserades för mellan 3.1 och 2.6 Ga sedan (James et al., 2003). Ancient Gneiss Complex (AGC) bestående av tonalisk gnejs i Swaziland anses ha varit kärnan till kratonen tillsammans med flera grönstensbälten, varav batoliter av granodiorit och granit intruderat. Två områden av grönsten bildar tillsammans Barberton grönstensbältet, vilket är ett av världens äldsta och största bälten. Barberton är bl.a. känt för sin guldmineralisering, samt förekomster av koppar och andra metaller (de Wit et al., 1992). För 3.1 Ga bildades den äldsta delen av Witwatersrandbassängen i ett grundhav som en följd av ihopsjunkning av kratonen (Griffin et al., 2003). Den följdes i senarkeisk tid av fortsatt extension vilket ledde till bildandet av Ventersdorp för 2.7 - 2.6 Ga sedan, en 4-8 km tjock sekvens av vulkaniska sediment (Armstrong et al., 1991). Ovanpå finner man sediment tillhörande Transvaal Supergroup, som är en 11 km tjock sekvens som täcker större delen av norra kratonen. Den består av vulkaniska sediment, bandad järnmalm, klastiska sediment (Pretoria gruppen) och överst ryolit och andesit (Eriksson et al., 1998).

Vid något tillfälle måste Kaapvaalkratonen kolliderat med Zimbabwekratonen och bildat Kalaharikratonen. Kollisionen gav upphov till Limpopobältet och en bergskedja som kan antas ha varit lika mäktig som dagens Himalaya. Limpopobältet kan delas upp i tre huvudområden: centrala zonen (högmetamorf granulit), norra randzonen och södra randzonen, de två senare består av lågmetamorf ortognejs och grönsten. Längre menade man att kollisionen skedde för 2.7 - 2.6 Ga sedan baserat på datering av mineral och bergarter i en lågmetamorf zon i Limpopobältet (Watkeys., 1984). Andra dateringar av mineralet zirkon från den högmetamorfa zonen indikerade att kollisionen inte skedde förrän 2.0- 1.9 Ga sedan (Kröner et al., 1999). Utifrån jämförelser av magmatiska intrusioner på respektive kraton menade Söderlund et al. (2010) att kollisionen skedde för ca 2.0 Ga sedan. Vidare har paleomagnetiska studier tytt på att kollisionen ägde rum så sent som efter 1.88 Ga (Hanson et al., 2011). I syd gränsar kratonen till Namaqua-Natalbältet (1.1 - 1.9 Ga), i öst till Lebombo-monoklinen och i väst till Kheisförcastningen (ca 2.0 Ga) (de Wit et al., 1992).

3 Lokalgeologi

Bushveldkomplexet är världens största mafiska intrusion med högt innehåll av sällsynta metaller, magnesium och järn och täcker en yta av ca 65 000 km² (Fig. 2; Olsson et al., 2011). Det är en linsformad lagrad lopolit och följer det generella konceptet att tjockleken är 1/10-1/20 av diametern och har även den typiska synklinala formen (Blatt et al., 2006). Diametern på lopoliten är 380-470 km och den ursprungliga magmavolymen har uppskattats till ca.1 miljon km³ (Cawthorn R., 2010). Bushveldkomplexet intruderade i Transvaal Supergroup mellan Rooiberggruppen och Pretoriagrupperna för ca 2.06 - 2.05 Ga sedan. Hiatusen mellan grupperna har tolkats som en diskordans (Cheney & Twist, 1991; Kruger et al. 1999). Zirkondatering av Rustenburg layered suite, RLS, visar att komplexet kristalliserade (< 700°C) inom 1.02 +/- 0.63 Ma (Zeh et al., 2014). Inom detta tidsintervall både ansamlades, intruderade och kylades magman. Komplexet har en tjocklek runt 8-9 km och genom dess anomala volym utgör därmed definitionsmässigt en LIP (Large Igneous Province). Man kan generellt sätt dela in BIC i tre olika lober.

Bushveldkomplexet är en lagrad magmatisk intrusion. Den vanligaste processen vid vilken lagrade intrusioner bildas är fraktionerad kristallisation där tyngre mineral som kristalliserar tidigt successivt sjunker till magmakammarens botten. De flesta lagrade intrusioner har två gemensamma nämnare och detta är också sant för Bushveldkomplexet. Det första är att lagringen i botten har en ultramafisk sammansättning som övergår till en mer felsisk bergart i toppen. Det andra är att magmorna till de lagrade intrusionerna har en olivinholieitisk (basaltisk) sammansättning. Exempel på andra stora lagrade intrusioner är bl.a. Dufek (Antarktis), Stillwaterkomplexet (USA) och Muskox (Kanada) (Blatt et al., 2006; Klein et al., 2013).

Den 8-9 km tjocka mafiska-ultramafiska delen av komplexet, Rustenburg, är uppdelad i fyra huvudzoner (lägre-, kritiska-, huvud- och övre zonen), varav många har bandad struktur. Enskilda band är ofta inte tjockare än 80 cm och endast en mindre andel har höga

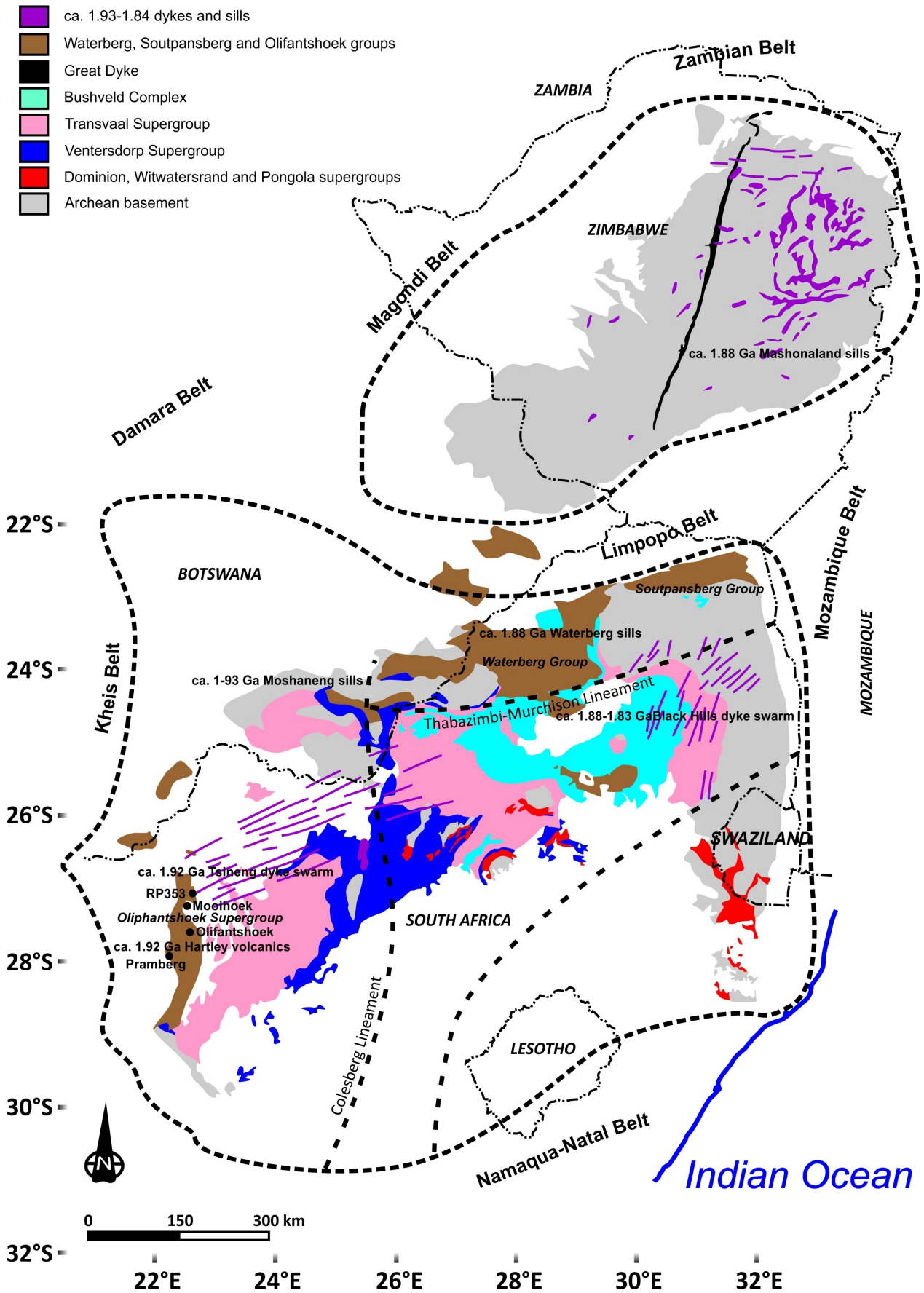


Fig. 1. Kaapvaal kratonen med grönstensbälten i öst, TML som skär Bushveldkomplexet och Limpopobältet i norr. Kopierat ifrån (Semami et al., 2015).

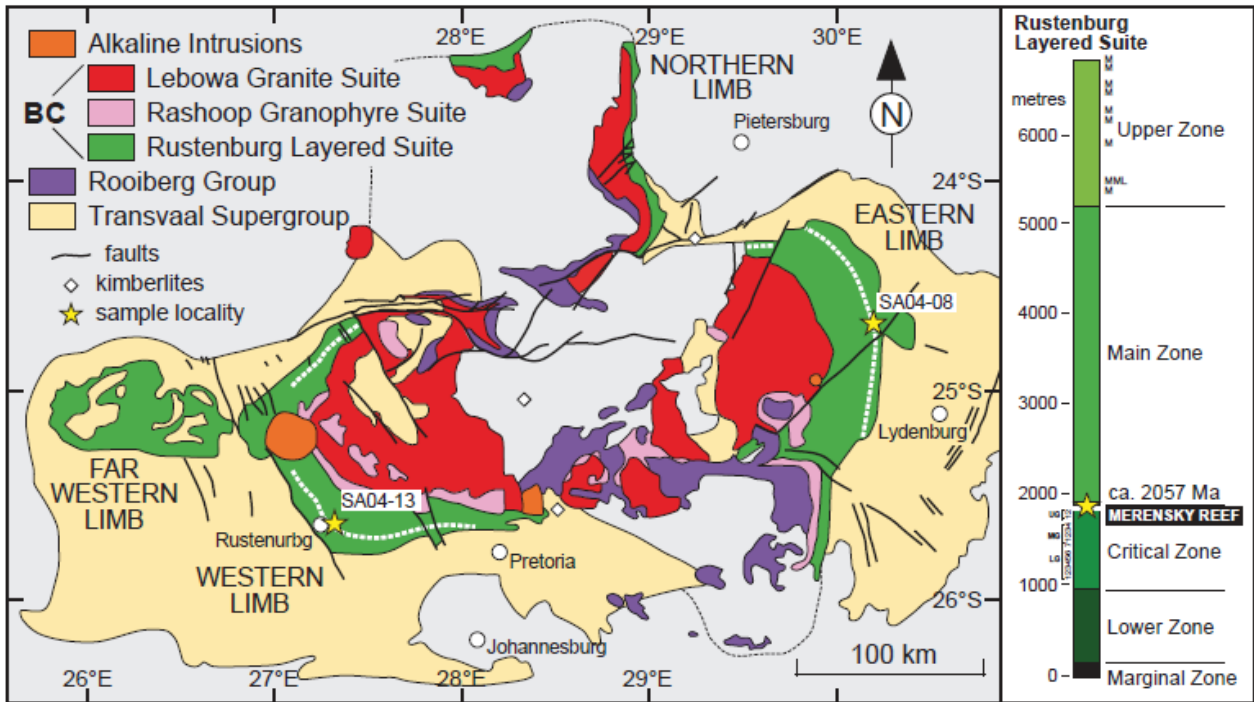


Fig. 2. Geologisk karta över Bushveldkomplexet mafiska del, RLS, och ovanliggande Rooiberggruppen. Området består av ett nordligt, östligt och västligt segment. Kopierad ifrån (Scoates et al., 2015).

koncentrationen av ekonomiskt utvinningsbara metaller, dock är den laterala utbredningen stor (SGU., 2001). Den s.k. kritiska zonen innehåller exceptionella mängder av på både platina och krom. Merensky Reef, som är en del av den kritiska zonen, består huvudsakligen av järn-magnesiumsilikater samt kalcium-, aluminium- och natriumsilikater. Det underliggande UG-2 lagret består huvudsakligen av platinarika kromitlager som är upp till 1 meter tjocka. Övriga mineral domineras av pyroxen och plagioklas (Schouwstra et al., 2000).

Världens största reserv av platinagruppermetallerna (PGE) och kromit finns i intrusionen, men komplexet har även stora fyndigheter av vanadin, titan, tenn och järn. Komplexet står för 75-80 % av världens platinareserver och 40 % av palladiumreserverna. Metallerna används bl. a. inom industrisektorn, smycketillverkning och för investeringsändamål. Många av mineralerna är ädelmetaller vilket gör dem kemiskt motståndskraftiga. Platina och palladium används t.ex. i datorers hårddiskar och bilens katalysatorer för rening av avgaser (SGU., 2001).

4 Hypoteser

4.1 Inledning

Det finns generellt fyra huvudteorier om hur Bushveldkomplexet kan ha bildats. De är meteoritnedslag, magmatisk aktivitet bakom en aktiv kontinental öbåge (back-arc), mantelplym-impakt samt en kombination av mantelplym-impakt och delaminering av manteln. Bildningen av Bushveldkomplexet är än idag omdiskuterad och en av anledningarna är de komplexa bakomliggande processerna som t.ex. mantelns temperatur, mantelns sammansättning och dekompression av manteln.

4.2 Meteoritnedslag

4.2.1 Allmänt

Vredefortdomen ligger ca 160 km SV om Bushveldkomplexet och har tolkats ha en anknytning till detta. De båda antas ha formats som ett resultat av fyra, mer eller mindre samtidiga, meteoritnedslag. Bildningen av komplexet tros vara dekompression av manteln. Där nedslaget ledde till urgröpning av berggrunden. Vidare förmodas det ha varit tre magmor närvarande som efter kristallisation genererade RLS (Rustenburg Layered Suite), Lebowagraniten och Rooiberg felsiten varav den senare tros ha varit ett resultat av nedslaget (Rhodes., 1975). Enligt datorsimuleringar kan meteorit-impakter av storleksordningen >500 km i diameter generera 100 gånger mer magma än vad som krävs för att bli klassificerad som en LIP (Jones et al., 2002).

4.2.2 Argument för

De fyra cirkulära loberna i Vredefort- Bushveldkomplexet antas ha formats som ett resultat av nedslagen. Tre av nedslagen är belägna inom Bushveldkomplexet medan de fjärde antas representeras av den ringformade strukturen i Vredefortområdet. Ett ytterligare argument angående strukturen berör depressionen, vilket är ett vanligt fenomen i komplexa kratrar. Det finns anti-, syn- och monoklinala strukturer och generellt gör att stratigrafien lutar in mot centrum (Fig. 3) (Hamilton., 1970). Ett annat argument för meteorithypotesen är att den undre delen av Rooibergfelsiten som överlagras RLS har tolkats som en impaktbreccia (Elston, W.E., 1992). Genom meteoritens höga hastighet (> 10 km/s) har kollisionen genererat stort tryck och värme genom dess kinetiska energi vilket gett upphov till en lokal smälta. Felsiten innehåller transporterade kvartsitblock från Transvaalbassängen. Blocken har en kaotisk spridning och där finns även ett

parti med omkristalliserade kvartsitbreccior. Geokemiska jämförelser mellan Bushveldgraniten och Rooibergfelsiten i Q-Ab-Or triangeldiagram gav indikationen om lägre Na_2O -värden i felsiten än i graniten. Därför föreslogs originalmaterialet till Rooibergfelsiten ha varit kvartsit (Rhodes, R., 1975). Rooibergfelsitens tycks ha stora likheter med den chocksmälta som man finner i Sudbury (French., 1970).

Det finns en rad makroskopiska indikatorer i Vredefort såsom slagkägglor, upphöjda centra, matrixbreccior och pseudotachylit. Både Vredefortdomen (250-300 km diameter) och Sudbury (ca 200 km diameter) med den tillhörande Onapingformationen är idag internationellt erkända nedslagskratrar och är både de största och äldsta kratrarna (Buchanan et al., 1997). Dock finns det inga sådana spår i Bushveldkomplexet och det skulle kunna förklaras med att Lebowagraniens intrusion tillsammans med metamorfa processor kopplade till den centrala upphöjningen förstört mak-

roskopiska kännetecken (Hamilton., 1970). Både matrixbreccior som tidigare nämnts liksom en central upphöjning tycks finnas, den senare på åtminstone två platser. Upphöjning finns i de två sydliga loberna i Bushveldkomplexet. Den tredje loben saknar en central upphöjning då den ligger djupare ner, under yngre bergarter (Hamilton., 1970; Rhodes., 1975).

I ett område strax norr om Marble Hall, på gränsen mellan den nordliga och östliga ringstrukturen finns något som är tolkat som en impaktbreccia. Denna breccia innehåller kvartspolymorfer av vad som tros ha varit tridymit. Breccian består av omkristalliserad kvartsit i ett finare fiberformat matrix. Geokemiska analyser av matrixet har visat på $> 90\%$ SiO_2 . Tridymit är ofta ett tecken på överhettning då temperaturen överstiger smältpunkten och kan således kopplas till den höga värmen som genererats vid nedslaget (Rhodes., 1975). Ett femte argument för meteorithypotesen är närvaron av s.k. PDF (planar deformation fea-

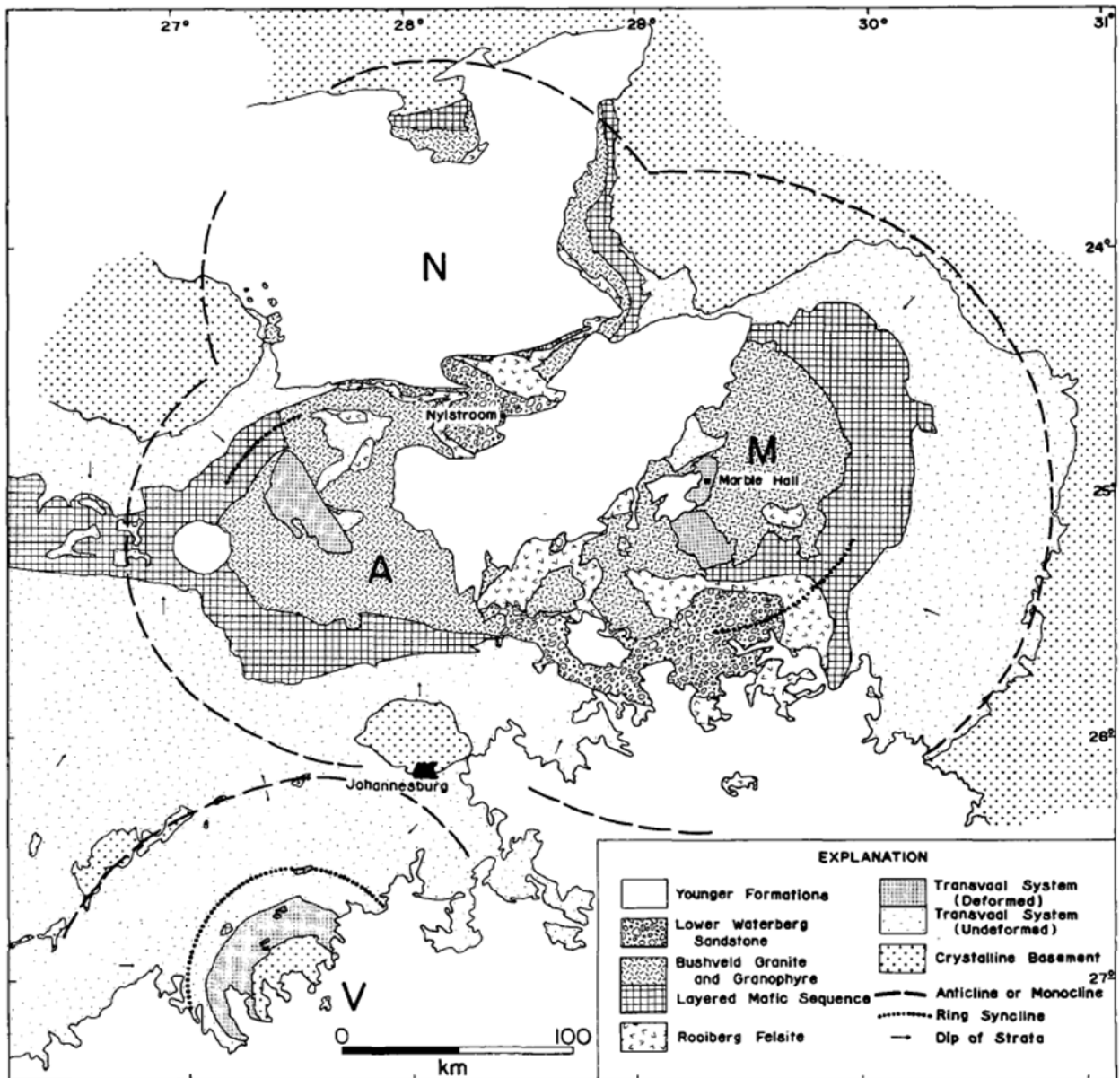


Fig. 3. Bild över komplexets stratigrafiska lutning mot centrum. Tre av meteoritnedslagen har format Bushveldkomplexets lober medan den fjärde är associerad med Vredefortdomen. Kopierat ifrån (Rodney C. Rhodes., 1975).

tures – som kan observeras i vissa mineral under mikroskop) i Rooibergformationen vilket innebär lameller av amorft glas (kisel) (Labuschagne., 1970; Rhodes., 1975; Buchanan., 1997).

4.2.3 Argument emot

De tre cirkulära loberna i Bushveldkomplexet behöver inte relatera till en impakt utan kan istället tolkas ha bildats genom andra processer såsom slukhål, stratovulkaner och andra typer av domer, t.ex. diapirer. Vidare kan lutningen av lagerföljden mot centrum istället tolkas höra ihop med strukturella depressioner efter bergarternas bildning med påtaglig erosion till följd. Det har inte heller hittats några otvetydiga bevis för att Rooibergformationen skulle ha varit genererad av en impakt. De breccior som påträffats är mer sannolikt relaterade till senare spröd tektonik. Undre delen av Rooibergformationen tycktes heller inte ha någon liknelse med Onapingformationen i Sudbury. Stratan är också strukturellt och utseendemässigt olik med vad man generellt förknippar med nedslagssmälta. Några nedslagsrelaterade strukturer har heller inte påträffats och särskilt inte någon central upphöjning eller breccia som säkert kan länkas till en impakt. Rhodes (1975) tolkade att breccian N om Marble Hall hade kvartspolymorfer av tridymit, dock kan breccior även bildas vid senare tektoniska processer. Lameller av kisel har bekräftats, dock är de inte av PDF typen, dvs. av den typ som kan relateras till impakt. PDFs brukar ha ett mellanrum mellan 1 och 3 μm medan de i Bushveldkomplexet har ett avstånd på $>5 \mu\text{m}$. Dessa bevis sammantaget tyder på att Bushveldkomplexet inte är relaterat till en meteoritimpakt (Buchanan., 1997).

4.3 Subduktion

4.3.1 Allmänt

En annan hypotes om Bushveldkomplexets bildning bygger på omfattande magmatisk aktivitet bakom en aktiv kontinental öbåge, s.k. back-arc. Majoriteten av alla undersökningar har ett petrologiskt fokus medan denna hypotes även inkluderar tektoniska processer ur ett regionalt perspektiv. Genom att studera kontaktmetamorfa bergarter och strukturella bevis i anslutning till RLS kan flödesriktningen av den mafiska magman räknas ut (Clarke et al., 2008; Uken., 1999). Under förutsättning att kollisionen mellan Kaapvaalkratonen och Zimbabwekratonen skedde för ca 2.0 Ga år sedan, föregicks det av subduktion och kompression i NV-SÖ riktning. Kort därefter genomgick området dextral strike-slip förkastning (Holzer et al., 1999). Samtidigt upplevde TML extension vilket gjorde det möjligt för gångsvärmar att tränga upp och mata magma lateralt för att slutligen kristallisera och bilda Bushveldkomplexet (Fig. 4) (Clarke et al., 2008).

I anslutning till andra komplex liknande Bushveld finns oftast magmatiska ”fingrar” som prograderar framför magman, vars komposition och viskositet är de viktigaste parametrarna för fingrarnas längd. En mer viskös magma tenderar till att skapa kortare fingrar. Det har även visat sig att fingrar alltid är närvarande om viskositeten av berggrunden överstiger viskositeten av magman. I samband med magmafingrar finns ofta strukturella förändringar av berggrunden, s.k. interfinger deformation zones (IDZ) och diapir domer. Dessa kompressionsstrukturer kan bl.a. yttra sig genom att magmafingrarna växer ihop i en trappsteglikande form (Pollard et al., 1975).

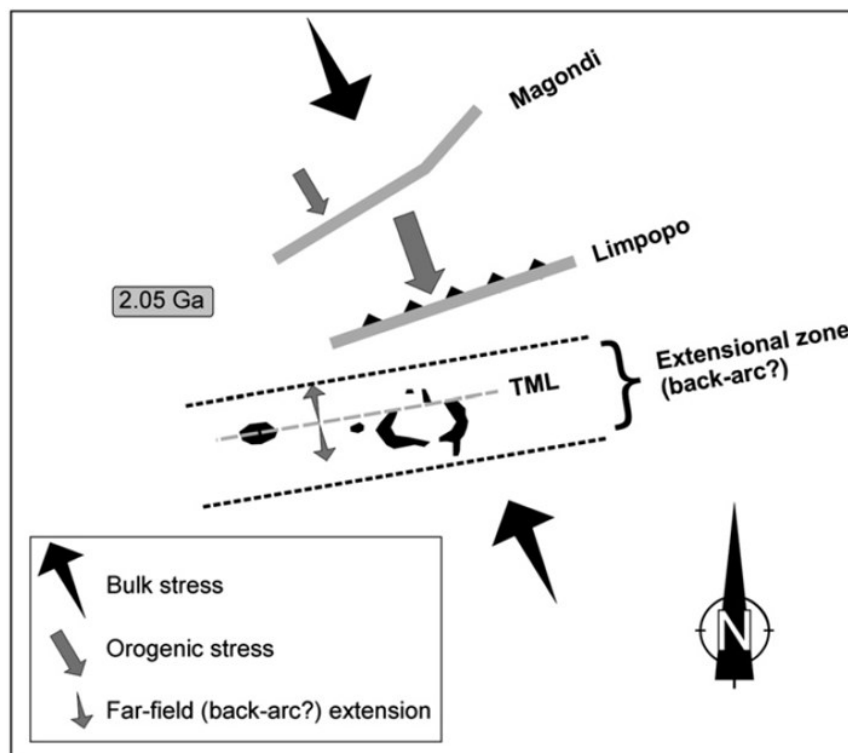


Fig 4. Schematisk modell över kollisionen mellan Kaapvaal- och Zimbabwekratonen där TML verkar som en extensionzon i en övrigt konvergerande miljö med Bushveldkomplexets bildning till följd. Kopierat ifrån (Clarke et al., 2008).

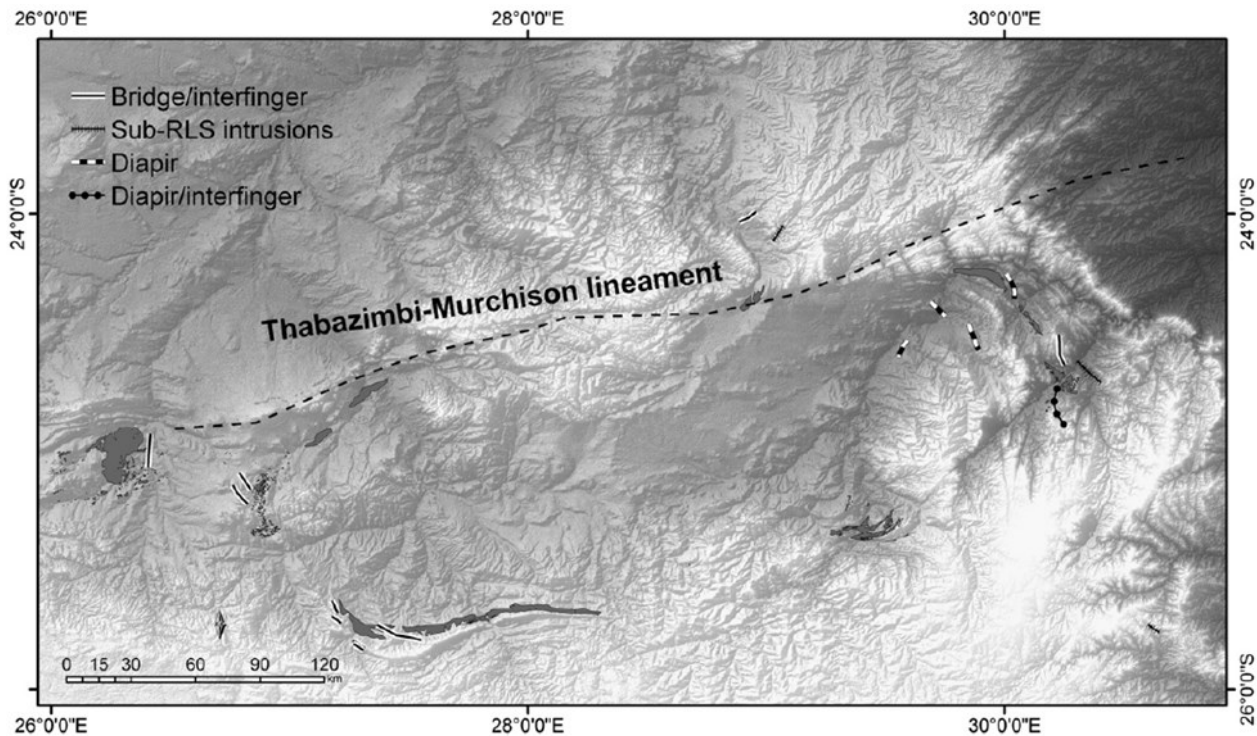


Fig 5. Flödesriktningen på magmafingerar och dess relaterade strukturer (IDZ, diapir). Söder om TML syns en tydlig SÖ flödesriktning medan norr om TML en NÖ riktning. Kopierat ifrån (Clarke et al., 2008).

4.3.2 Argument för

Kromiterna (UG1 och UG2) i västra och östra segmentet av komplexet har liknande morfologi och litologi. Samtidigt har den övre delen och Merensky Reef identiska $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ kvoter. Dessa kompositionella och litologiska observationer tyder på att loberna hänger ihop (Cawthorn et al., 1998). Paleomagnetiska studier indikerar att lagerföljden från början var horisontell (Hattingh., 1986). Därför antas RLS vara lateralt utbredd och sammanhängande som en sill (Clarke., 2008). Ett annat bevis är att kollisionen mellan Kaapvaal- och Zimbabwewkratonen skedde ungefär samtidigt som Bushveldkomplexet bildades, vilket bl.a. kan bekräftas av åldersdatering av metamorfa mineraler från Limpopobältets centrala zon (högmetamorfa granulit) och Magondibältet. Vidare finns tre olika typer av strukturer relaterade till intrusionens karaktär: magmafingerar, IDZ och diapirdomer. Alla dessa har en tydlig riktning utifrån TML (Fig. 5). Detta bekräftar teorin att TML kan ha verkat som en back-arc då flödesriktningen är tydlig (Clarke et al., 2008). Dessutom är den lägre zonen av RLS som tjockast intill TML och smalnar av mot nord och syd. Slutligen är Bushveldkomplexet unikt genom sina höga $\delta^{37}\text{Cl}$ och Cl/F värden vilka tros ha sina ursprung från dehydrering av en Cl rik oceanplatta som genomgått subduktion (Willmore et al., 2001).

4.3.3 Argument emot

Gravimetrisk modellering över Bushveldkomplexet indikerar att västra och östra loberna inte hänger ihop då den centrala delen inte ger någon anomali, således inga högdensitetsbergarter. Detta stödjer således inte att RLS är sammanhängande som en sill (Cousins., 1959). Höga $\delta^{18}\text{O}$ värden i RLS tycks inte kunna för-

klaras genom subduktionsteorin, då det krävs stora mängder av kontaminering eller sediment (Harris et al., 2004). Dessutom skiljer sig Bushveldkomplexet från intrusioner som är associerade till aktiva kontinentmarginaler i bl.a. utseende och struktur (Olsson et al., 2011).

4.4 Mantelplym

4.4.1 Allmänt

Mantelplymimpakthypotesen är kanske den mest accepterade modellen då flera av världens LIPs kan förklaras genom just denna. Endast en begränsad mängd LIPs beräknas ha sitt ursprung från meteorit-, delaminerings- eller subduktionsprocesser. Denna hypotes lanserades innan de associerade gångsvärmarna till Bushveldkomplexet var daterade. Mantelplymer tros uppstå i gränsen mellan kärna och mantel, då dessa är i termisk obalans. Yttre kärnan beräknas vara flera hundratals grader varmare, vilket leder till att magman ansamlas. När tillräcklig mängd finns tillgänglig blir flytkraften så stor att den kan tränga igenom den plastiska manteln. En plym har ett stort huvud som följs av en smalare svans. Svansen verkar som en källa till plymhuvudet, genom vilken magman kan stiga snabbare, för att successivt samlas i huvudet. Ett annat sätt en plym kan bli större är genom upphettning av omgivande mantelmateriale som sedan fångas upp genom cirkulation. När plymen når litosfären breder den ut sig lateralt, ibland flera tusen kilometer (Fig. 6). Utbredningen beror bl.a. på temperaturdifferens, flytkraft, viskositet av manteln och avståndet till yttre kärnan. (Ian H., 2005).

Plymens närvaro under litosfären skapar stress och leder till uppbuckling (Hill., 1991). Hur kraftig den är beror på plymens temperatur och storlek. Det har do-

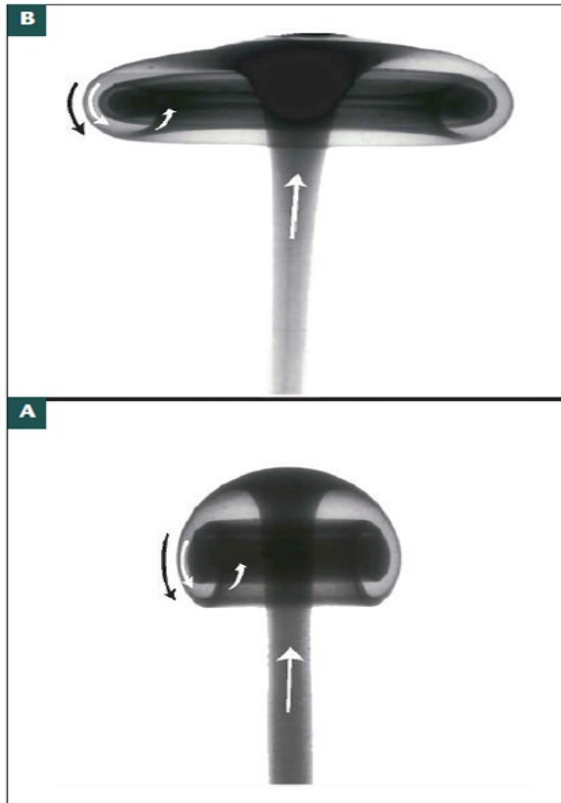


Fig 6. Bild över en mantelplyms utveckling. A. Under stigning B. Utbredning till följd av kontakt med jordskorpan. Pilar visar plymens interna och externa cirkulation där mörkare material är varmare. Ljusare material kyls av till följd av kontakt med manteln. Plymsvansen matar huvudet med magma. Kopierat ifrån (Griffiths and Campbell, 1990)

kumenterats fall i sydvästra Kina (Emeishan) där upp-bucklingen överstigit 500 m (He et al., 2003). Upp-bucklingen är som kraftigast ovanför plymhuvudet. Andra geologiska fenomen, som ofta är kopplade till mantelplymimpakt är radierande gångsvärmar, komatiit men även picrit basalt. Gångsvärmarna bildas till följd av extension i samband med upp-bucklingen av litosfären, där den mafiska smältan kristalliserar i sprickorna som diabas. Hög Mg-koncentration tyder på varmare magma och högre uppsmältningsgrad. 100° C ökning av potentialtemperaturen beräknas öka viktprocenten av Mg med 4 % (Jan., 2005).

4.4.2 Argument för

Området öster om Bushveldkomplexet är genomsyrat av mafiska diabasgångsvärmar i olika riktningar. Diabasgångar tillhörande Black Hills (SV-NO), Badplaas (NV-SÖ) och Rykoppie (ÖV och NV) har daterats till ca 2.7 Ga. De bildar tillsammans ett radierande mönster vars centrum är beläget i Bushveldkomplexet (Fig. 7), (Olsson et al., 2010; 2011). Andra tecken som styrker mantelplymimpakt är den geomorfologiska upp-byggnaden av komplexet med olika lober. Geokemiska analyser har gjorts på bergarter i komplexet, vilket tyder på ett ursprung runt 18-40 km. En mantelplym måste ha en otroligt hög flytkraft för att kunna tränga så högt. Istället är det mest troligt att en manteldiapir varit närvarande i mellersta till övre delen av jordskorpan. Jämförelsen mellan Bushveldkomplexet och Venterdorpsektionen visar också att den lägre zonen av RLS har blivit kontaminerat av jordskorpan (höga Si värden) medan bergarter av samma typ i Venterdorp är fria från kontaminering (Hatton., 1995). Modellen föreslår att manteldiapiren värmer upp den kontinentala jordskorpan till ett djup av 18-40 km. Detta skapar

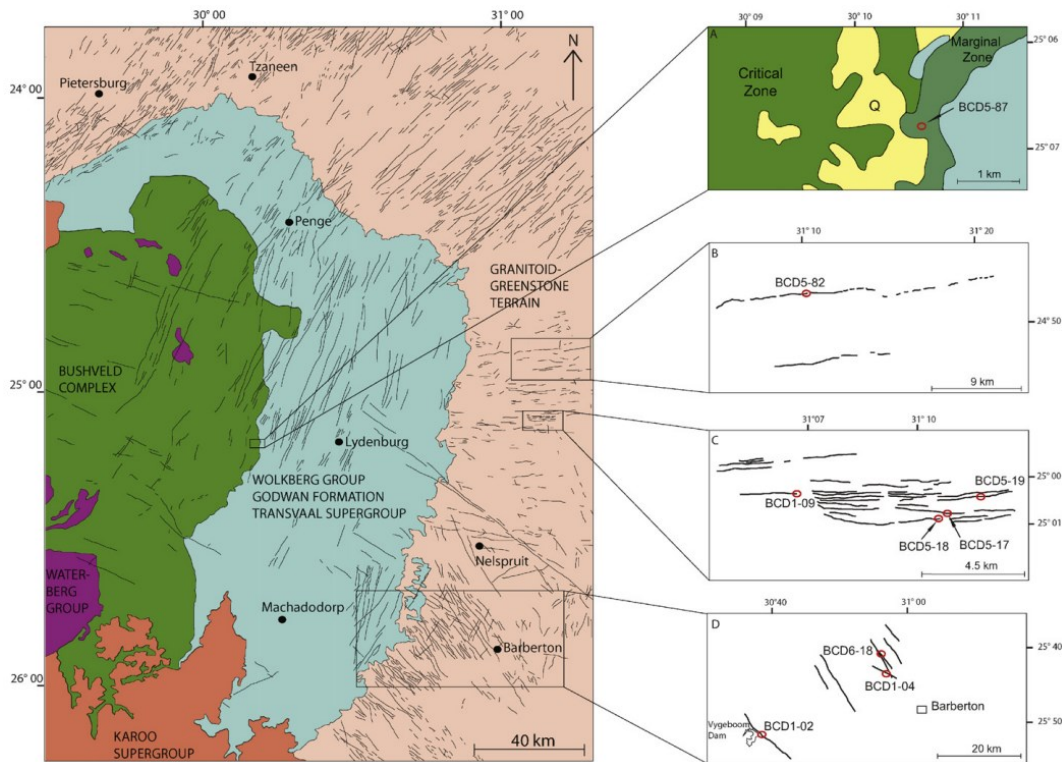


Fig 7. Bild över Bushveldkomplexets associerade gångsvärmar i den Transvaala bassängen och grönstensbältena. Kopierat ifrån (Olsson et al., 2010).

en tjock hinna av sur smälta ovanpå diapiren vilket förhindrar den mafiska mantelmagman att stiga. Blandning mellan magmorna medför kontaminering, tills den sura smältan slutligen stiger och bildar Dullstroom Damwalformationen. Förtunning av hinnan leder till att mantelmagman kan börja stiga vid sidorna och bilda den lägre zonen i RLS. Bevis för det är bl. a. höga Cr- och Mg - värden, vilket tyder på en primär mantelsmäta. Detta leder till en plattare manteldiapir vilket gjorde att mer av jordskorpan smälte och bildade Kwaggasnekformationen. Samtidigt steg kontaminerad magma från manteldiapiren och bildade den kritiska zonen. Den följdes av extrusiva Schrikkloufformationen och bildandet av huvudzonen (Fig. 8). Rooibergsekvensen antas bestå av totalt nio magmor. Denna hypotes leder till antagandet att Rooibergsekvensen borde tillhöra Bushveldkomplexet istället för den Transvaalbassängens i övrigt sedimentära karaktär, då den extrusiva och intrusiva magmatismen var samtidig. Detta bekräftas bl.a. av dateringen av zirkon från Kwaggasnekformationen som resulterat i 2061±2 Ma i förhållande till Bushveldkomplexets mafiska del, 2061±27 Ma (Hatton & Schweitzer., 1995).

4.4.3 Argument emot

Diabasgångarna öster om Bushveldkomplexet är ca 600 Ma äldre än Bushveldkomplexet .

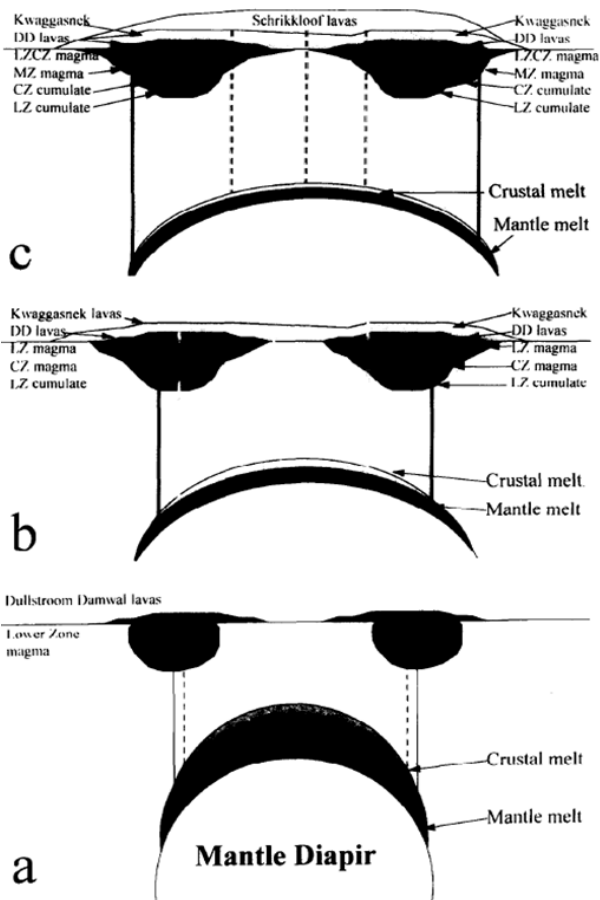


Fig 8. Schematisk bild över hur RLS och Rooiberggruppen bildats genom en manteldiapir med flera pulser av magma. Kopierat ifrån (C. J. Hatton & J. K. Schweitzer, 1995).

4.5 Delaminering av manteln trigad av mantelplym-impakt

4.5.1 Allmänt

Delaminering av manteln som förklaring till hur Bushveldkomplexet bildades är en förhållandevis ny hypotes (Olsson et al., 2011) som ett resultat av dateringar av diabasgångsvärmar öster om BIC. Den kan ses som en utveckling av mantelplymimpaktmodellen där delaminering och dekompressionssmältning av manteln föregås av en betydligt äldre, i detta fall ca 600 milj. år, förtjockning av litosfäris mantel orsakad av en mantelplym. En annan viktig faktor är mantelns mognadsgrad. Om manteln delvis är eklogitiserad kan smältpunkten för periodotit sänkas, vilket kan resultera i större volymer magma om värmen finns tillgänglig. Geologiska fenomen som ofta är associerade med mantelplymimpakter är central upplyftning, ibland flera kilometer. Ett känt exemplar är Eastern Anatolia Region i östra delarna av Turkiet, som blivit påverkad av både delamination och landhöjnings processor (Anderson., 2005). Öster om Bushveldkomplexet divergerar tre gångsvärmar åt NE (1.9 + 2.7 Ga), E (2.7 Ga) och SE (2.9 + 2.7 Ga) av mafisk komposition (Fig. 9). Genom U-Pb datering av baddelyite (ZrO₂) har man funnit existensen av en 2.7 – 2.66 Ga gammal diabasgeneration som återfinns i alla riktningar. Olsson et al. (2011) föreslog att dessa gångar har sitt ursprung från en mantelplym, eftersom radierande gångsvärmar är ett nyckelkriterium för mantelplymer. Genom en tillräckligt stor ackumulering av mafiska magmor i djupare delar av litosfären kan dessa efter kristallisation ha metamorfoserats och bildat eklogit. Detta sker oftast på djup större än 50 km. Eklogit består av klinopyroxen, hornblände och granat. Efter det avtar jordskorpan i tjocklek, vilket tros vara till följd av delaminering. Avkyllningen av mantelplymen och eklogitiseringen orsakade hopsjunkning och bildning av Transvaalbassängen. Denna process pågick mellan 2.7 – 2.06 Ga, alltså under närmare 600 Ma. Eklogit har en förhållandevis hög densitet jämfört med mantelns periodotit, uppemot 10 %. En densitetkontrast på 1 % är nog för att eklogiten (~3,5 kg/dm³) ska sjunka, dvs. bitar av eklogitiserad mantel lossna från litosfären efter tillräckligt stor uppbyggnad och sjunker ner i manteln (Anderson., 2005; Elkins-Tanton, L.T., 2005).

4.5.2 Argument för

Geofysisk undersökningsmetodik, seismisk, har utförts över komplexet. Ett argument för delaminering är att kompressionsvågor (P) har i genomsnitt 0.5-1.0 % lägre hastighet under jordskorpan förhållande till övriga manteln. Detta tros bero på en mineralogisk förändring (eklogit) (Olsson et al., 2011). Men det kan även bli lägre hastigheter vid astenosfäris uppvälning. Den mafiska magman har kunnat intrudera snabbt genom naturliga svaghetszoner så som TML efter att stora volymer magma formats under det blivande komplexet. Även komatitisk basalt har varit närvarande, vilket är ett annat tecken på att potentialtemperaturen av magman varit hög. Tillskotten av basiska bergarter metamorfoserades därefter till eklogit, medförde subsidens under ca 600 Ma och delaminerades från litosfären för ca 2.06 Ga sedan. Anledningen till att eklogitplattan släppte från litosfären tros vara

associerat till den tektoniska aktiviteten som var närvarande mellan Kaapvaalkratonen och Zimbabwekratonen vid denna tid. Detta ledde till dekompressions-smältning av astenosfären och bildandet av Bushveldkomplexet. Ett starkt argument för denna modell är den spatiala relationen mellan Transvaalbassängen, radierande gångsvärmarna och Bushveldkomplexet. Inom ett visst område där gångsvärmarna går ihop i östra delarna av komplexet är också sedimentbassängen som tjockast (Olsson et al., 2011).

4.5.3 Argument emot

Det är omdiskuterat om delamineringsprocesser har kunnat skapa en sådan anomal mängd magma och av rätt sammansättning (höga magnesiumvärden) då det rör sig om vanlig normaltempererad astenosfärisk mantel (Andrew D. Saunders., 2005). Ett annat motargument är närvaron av diamanter på litet djup i yngre kimberlitter i de centrala delarna av komplexet (Olsson et al., 2011).

5 Diskussion

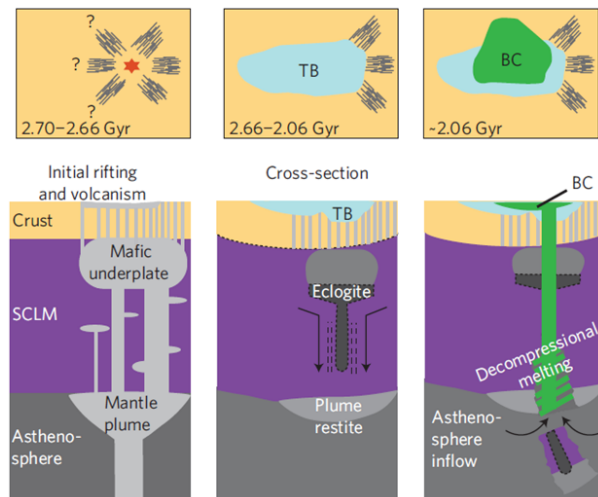


Fig 9. Schematisk illustration över Bushveldkomplexets bildande till följd av delaminering och dekompressions-smältning av astenosfären. Kopierat ifrån (Olsson et al., 2011)

5.1 Meteoritimpakt

Bushveldkomplexet tycks inte ha tre lobber som är förenligt med ett meteoritnedslag. Mer troligt talar formen av RLS istället för en lob där västra och östra segmentet sitter ihop på djupet (Fig. 9) och där norra segmentet kan ha bildats till följd av en svaghetszon. Formen liknar heller inte andra bekräftade kratrar såsom Vredefortkratern, Chicxulubkratern eller Siljansringen. Dessa har en mer rund form även om Sudburykratern är ett undantag. Vidare verkar det osannolikt att Rooiberggruppen har bildats som ett resultat av impakten då den består av flera olika bergarter. Om den är orsakad av en impakt, så skulle Bushveldkomplexet vara världens största krater med en diameter långt över 300 km. Ett nedslag av den sorten skulle skapa tryckvågor av ofantliga gigapascalvärden, vilket skulle lämna permanenta bevis i form av slagkäglor och pseudotachylit och inte minst tecken på chockmetamorfos. Detta har inte funnits i anknytning till kom-

plexet men är närvarande i Vredefort, där ett av de fyra meteoritnedslagen skedde. Att Lebowaganiten och RLS bildats till följd av urgröpning av berggrunden som ledde till dekompressions-smältning av manteln verkar osannolikt då volymen av komplexet är anormalt. Samtidigt har det inte rapporterats några lämningar från meteoriten vid komplexet eller dess område. I kontrast till meteoritimpakthypotesen är också åldersdifferensen mellan Vredefortdomen och Bushveldkomplexet. Vredefortdomen är daterad till ca 2.02 Ga jämfört med Bushveld 2.06 Ga, således en differens på ca 40 Ma.

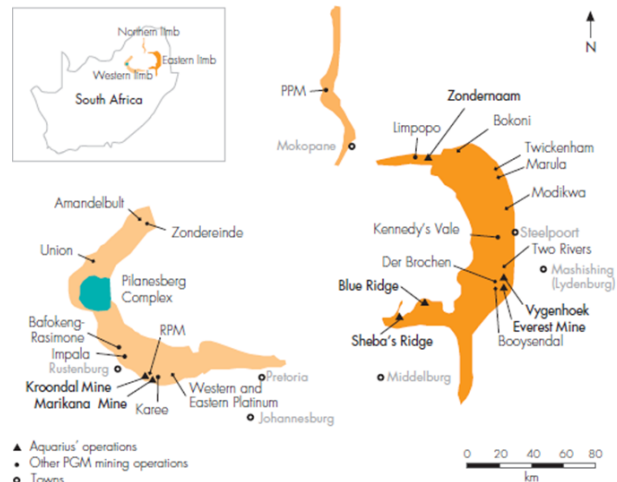


Fig 10. Bilden visar Aquarius och andra företags brytning av platinametaller samt formen av den mafiska delen av Bushveldkomplexet, RLS. Kopierat ifrån (Aquarius Platinum Limited).

5.2 Subduktion

Det är tveksamt om en back-arc skulle kunna producera sådan anomal volym magma utan specifika omständigheter. Bushveldkomplexet är också den enda intrusionen i en annars sedimentär omgivning vilket är ovanligt i subduktionsmiljöer. Då tidpunkten för kollisionen mellan Kaapvaalkratonen och Zimbabwekratonen fortfarande är omdiskuterad, antingen ca 2.7 eller 2.0 Ga, är det svårt att bestämma när eller om TML reaktiverades. Ett annat argument emot subduktion är sakandet av kalk-alkalina magmatiska bergarter i anslutning till kollisionen. De få intrusioner som finns i norra Kaapvaal har en annorlunda geokemisk signatur än vad som förknippas med subduktion. Samtidigt går det inte att bortse ifrån att TML har ungefär samma riktning (ÖNÖ) som Limpobältet och att avståndet inte är mer än ca 200 km, vilket stödjer back-arc teorin. Magmatism relaterad till subduktion sker över stora tidsrymder (ofta flera 10 - 100 tals Ma). Avsaknaden av äldre eller yngre intrusioner hade kunna förklarats genom att en kraton är tjockare än normal kontinental jordskorpa så magman inte har kunnat tränga upp till ytan, utan kylts av tidigare även om kratonen delvis är täckt av yngre sediment.

5.3 Mantelplym

Ett tydligt bevis emot att Bushveldkomplexet bildades av en mantelplymimpakt är att det inte finns några samtida associerande gångsvärmar (ca 2.06 Ga). De

radierande gångsvärmarna öster om Bushveld är betydligt äldre, 2.66 - 2.7 Ga. Radierande gångsvärmar är nämligen ett nyckelkriterium för mantelplymer. Befintliga svaga länkar i jordskorpan vid 2.06 Ga, som t.ex. TML, skulle kunna vara en förklaring till hur en stor volym magma kunde intrudera. Men utan några specifika bevis som talar för uppbuckling eller extension är det svårt att förstå hur den anomala volymen magma av Rooiberggruppen och RLS skulle kunna ha trängt upp. Erosion av området skulle kunna vara en rimlig förklaring till att bevis för uppbuckling fattas.

5.4 Delaminering av manteln triggad av mantelplymimpakt

Åldersspannet på ca 600 Ma mellan RLS intrusionen och mantelplymimpakten är numera bevisat (Olsson et al 2010; 2011). Det verkar dock otänkbart att eklogitplattan delaminerat till följd av kollisionen mellan Zimbabwe- och Kaapvaalkratonen, då kollisionen och Bushveldkomplexet är av samma ålder, speciellt om kollisionen skedde för 2.0 Ga sedan då Bushveldmagman är 2.06 Ga gammal. Delamineringen av en eklogitplatta på troligtvis flera hundra km³, uppvärmningen och dekompansionsmältning borde ha skett strax efter mantelplymimpakten. Ett argument mot delaminering är den långa tidsperioden på ca 40 Ma för de radierande gångsvärmarna öster om komplexet (2.7 - 2.66 Ga). Samtidigt finns det gångsvärmar SV och NV om komplexet med olika avstånd från RLS, dock inte exponerade. Fler gångsvärmar påträffas söder om Bushveldkomplexet (2.7 Ga) men de har en annorlunda riktning än de svärmar som befinner sig öster om komplexet. En möjlig förklaring till det hade kunnat vara svansen på en hotspot, samtidigt som kratonen rört sig norrut då riktningen av svärmen är NÖ och skulle såldes stämma överens med Badplaasriktning. Alternativt att alla svärmar är en enda stor NÖ svärm. En mantelplym har troligen varit närvarande vid 2.7 Ga men behöver nödvändigtvis inte ha någon association till Bushveldkomplexet.

6 Slutsats

Det saknas både makroskopiska och mikroskopiska indikatorer i Bushveldkomplexet som normalt sett är associerat med nedslagsstrukturer vilket gör denna modell den minst troliga. Även mantelplym-impakt hypotesen måste betraktas osannolikt då radierande gångsvärmar öster om Bushveld är ca. 600 Ma år äldre. De starkaste argumenten för mantelplymimpaktteorin är kontaminering från jordskorpan i lägre zonen av RLS. Dock finns det andra processer som kan förklara det. Kvarstående är subduktion och delamineringsteorin vilka båda har starka förargument och diffusa motargument.

Det spatiala sambandet mellan Transvaalabasängen och Bushveldkomplexet och gångsvärmarnas riktning är starka argument för delamineringsteorin. Diamant på litet djup, talar dock för att modellen inte är helt hållbar. Delaminering av manteln kan ha skett och låter som ett rimligt resonemang. Ett annat starkt förargument är förklaringen på frånvarandet av gångsvärmar vid 2.06 Ga. Subduktionsteorin är den enda modellen som behandlar de höga Cl-värdena. Några

konkreta förklaringar nämns inte i de övriga tre modellerna. Det är dock orimligt att en vanlig back-arc skulle kunna producera en enstaka magma av denna volym, eftersom subduktion normalt är en magma-producerande process som sker över längre tidsrymd. Att det inte finns några tecken på magmapulser före eller efter komplexets bildning hade kunnat förklaras med att de antingen inte är hittade eller täckta av tjocka lager sediment. Tillskott av vatten och möjlig bildning av eklogit, till följd av att litosfären blivit tjock, kan förklara hur smältpunkten sänkts och magman blivit mer volatil. Dessa processer hade kunnat förklara volymen och höga Mg-värden. Vidare kan kontamineringen av RLS förklaras genom sediment tillförsel, partiell uppsmältning av oceanskorpan plagioklas eller litosfären. För- och motargument talar för att Bushveldkomplexet bildats genom subduktion, möjligen i en kombination med dekompansionsmältning, där TML fungerat som en back-arc.

Från den minst till mest troliga modellen:

- Meteorit-impakt,
- Mantelplym-impakt,
- Delaminering av manteln triggad av mantelplymimpakt,
- Subduktion

7 Tack

Jag vill tacka mina handledare Ulf Söderlund och Carl Alwmark för vägledning och hjälp.

8 Referenser

- A. Kröner, P. J., B. G. Brandl, A.A. Nemchind, R.T. Pidgeon, 1999: Single zircon ages for granulite gneisses in the central zone of the Limpopo belt, southern Africa and geodynamic significance: *Precambrian Research* 93, 299–337.
- Anderson, D. L., 2005: Large Igneous Provinces: Origin and Environmental Consequences: Large Igneous Provinces, Delamination, and Fertile Mantle: *ELEMENTS* 1, 271-275.
- Armstrong, R. A., Compston, W., Retief, E. A., Williams, I. S. & Welke, H. J., 1991: Zircon Ion Microprobe Studies Bearing on the Age and Evolution of the Witwatersrand Triad. *Precambrian Research* 53, 243-266.
- Buchanan, P. C. & Reimold, W. U., 1998: Studies of the Rooiberg Group, Bushveld Complex, South Africa: No evidence for an impact origin. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 149-165.
- Campbell, I. H. & Griffiths, R. W., 1990: Implications of Mantle Plume Structure for the Evolution of Flood Basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 99, 79-93.
- Campbell, I. H., 2005: Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis. *Elements* 1, 265-269.
- Cawthorn, R. G., 2010: The Platinum Group Element Deposits of the Bushveld Complex in South Africa. *Platinum Metals Review* 54, 205-215.
- Cawthorn, R. G., Cooper, G. R. J. & Webb, S. J., 1998: Connectivity between the western and eastern limbs of the Bushveld Complex. *South African Journal of Geology* 101, 291-298.
- Cheney, E. S., & Twist, D., 1991: The conformable emplacement of the Bushveld mafic rock along a regional unconformity in the Transvaal succession of South Africa: *Precambrian Research* 52, 115-132.
- Cheney, E. S., 1996: Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession of Southern Africa and its equivalent in Western Australia. *Precambrian Research* 79, 3–24.
- Clarke, B., Uken, R. & Reinhardt, J., 2009: Structural and compositional constraints on the emplacement of the Bushveld Complex, South Africa. *Lithos* 111, 21-36.
- Coffin, M. F. & Eldholm, O., 1994: Large Igneous Provinces - Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences. *Reviews of Geophysics* 32, 1-36.
- Coffin, M. F. a. E., O., 2005: Large igneous provinces In Selley, R.C., Cocks, R., & Plimer, I.R. (eds.): *Encyclopedia of Geology*.
- Courtillot, V., March 7, 2002: Evolutionary Catastrophes: The Science of Mass Extinction
- Cousins, C. A., 1959: The structure of the mafic portion of the Bushveld Igneous Complex: *Transactions of the Geological Society of South Africa* 26, 179-201.
- Dewit, M. J., Roering, C., Hart, R. J., Armstrong, R. A., Deronde, C. E. J., Green, R. W. E., Tredoux, M., Peberdy, E. & Hart, R. A., 1992: Formation of an Archean Continent. *Nature* 357, 553-562.
- Eglinton, B. M. & Armstrong, R. A., 2004: The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton. *South African Journal of Geology* 107, 13-32.
- Elkins-Tanton, L. T., 2005: Continental magmatism caused by lithospheric delamination: *GSA Special Papers* 388, 449-461.
- Elkins-Tanton, L. T., 2005: Continental magmatism caused by lithospheric delamination: *GSA Special Papers* 388, 449-461.
- Elston, W. E., 1992: Does the Bushveld-Vredefort system (South Africa) record the largest known terrestrial impact catastrophe?: *International Conference on Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*, 23-24.
- French, B. M., 1970: Possible relations between meteorite impact and igneous petrogenesis, as indicated by the Sudbury structure, Ontario, Canada: *Bulletin Volcanologique* 34, 466-517.
- Griffin, W. L., O'reilly, S. Y., Natapov, L. M. & Ryan, C. G., 2003: The evolution of lithospheric mantle beneath the Kalahari Craton and its margins. *Lithos* 71, 215-241.
- Hamilton, W., 1970: Bushveld Complex – Product of impacts?: *Geol. Soc. South Africa Spec* 1, 367-374.
- Hanson, R. E., Rioux, M., Gose, W. A., Blackburn, T. J., Bowring, S. A., Mukwakwami, J. & Jones, D. L., 2011: Paleomagnetic and geochronological evidence for large-scale post-1.88 Ga displacement between the Zimbabwe and Kaapvaal cratons along the Limpopo belt. *Geology* 39, 487-490.
- Harris, C., Pronost, J. J. M., Ashwal, L. D. & Cawthorn, R. G., 2005: Oxygen and hydrogen isotope stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex: Constraints on crustal contamination. *Journal of Petrology* 46, 579-601.
- Harvey Blatt, R. T., Brent Owens, November 11, 2005: *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic* W. H. Freeman. 530 sid.
- Hattingh, P. J., 1986: The Paleomagnetism of the Main Zone of the Eastern Bushveld Complex. *Tectonophysics* 124, 271-295.
- Hatton, C. J. & Schweitzer, J. K., 1995: Evidence for synchronous extrusive and intrusive Bushveld magmatism. *Journal of African Earth Sciences* 21, 579-594.
- Hatton, C. J., 1995: Mantle plume origin for the Bushveld and Ventersdorp magmatic provinces. *Journal of African Earth Sciences* 21, 571-577.
- Hatton, C. J., 1995: The Bushveld Complex, a product of interaction among magmas derived from a mantle plume: *Communs geol. Surv. Namibia* 10, 93-98.
- He, B., Xu, Y. G., Chung, S. L., Xiao, L. & Wang, Y., 2003: Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 213, 391-405.
- Hill, R. I., 1991: Starting Plumes and Continental Break-Up. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 398-416.
- Holzer, L., Barton, J. M., Paya, B. K. & Kramers, J. D., 1999: Tectonothermal history of the western part of the Limpopo Belt: tectonic models and new perspectives. *Journal of African Earth Sciences* 28,

- 383-402.
- James, D. E., Niu, F. L. & Rokosky, J., 2003: Crustal structure of the Kaapvaal craton and its significance for early crustal evolution. *Lithos* 71, 413-429.
- Jones, A. P., Price, G. D., Price, N. J., Decarli, P. S. & Clegg, R. A., 2002: Impact induced melting and the development of large igneous provinces. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 551-561.
- Kruger, F. J., 1999: The Bushveld Complex unconformity related ore deposits: An isotopic perspective: *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Vols 1 and 2, 737-738.
- Labuschagne, L. S., 1970: Discussion notes for, Hamilton, Bushveld complex — Product of impacts?: *Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ.*, 367-379.
- Olsson, J. R., Soderlund, U., Hamilton, M. A., Klausen, M. B. & Helffrich, G. R., 2011: A late Archaean radiating dyke swarm as possible clue to the origin of the Bushveld Complex. *Nature Geoscience* 4, 865-869.
- Olsson, J. R., Soderlund, U., Hamilton, M. A., Klausen, M. B. & Helffrich, G. R., 2011: A late Archaean radiating dyke swarm as possible clue to the origin of the Bushveld Complex: *Nature Geoscience* 4, 865-869. doi: Doi 10.1038/Ngeo1308
- Olsson, J. R., Soderlund, U., Klausen, M. B. & Ernst, R. E., 2010: U-Pb baddeleyite ages linking major Archean dyke swarms to volcanic-rift forming events in the Kaapvaal craton (South Africa), and a precise age for the Bushveld Complex. *Precambrian Research* 183, 490-500.
- P. G. Eriksson, W. A., 1998: An overview of the geology of the Transvaal Supergroup dolomites (South Africa): *Environmental Geology* 36, 179-188.
- Pollard, D. D., Muller, O.H., Dockstader, D.R, 1975: The Form and Growth of Fingered Sheet Intrusions: *Bulletin of the Geological Society of America* 86, 351-363.
- Rhodes, R. C., 1975: New evidence for impact origin of the Bushveld Complex, South Africa: *Geology* 3, 549-554.
- Saunders, A. D., 2005: Large Igneous Provinces: Origin and Environmental Consequences: *Elements, An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology* 1, 259-263.
- Schouwstra, R. P., Kinloch, E. D. & Lee, C. A., 2000: A Short Geological Review of the Bushveld Complex. *Platinum Metals Review* 44, 33-39.
- Selinus, O., 2010: *Medicinsk geologi. Studentlitteratur*. 519 sid.
- SGU, Per. publ. 2001:2: Sveriges Geologiska Undersökning. Tema platinametaller
- Soderlund, U., Hofmann, A., Klausen, M. B., Olsson, J. R., Ernst, R. E. & Persson, P. O., 2010: Towards a complete magmatic barcode for the Zimbabwe craton: Baddeleyite U-Pb dating of regional dolerite dyke swarms and sill complexes: *Precambrian Research* 183, 388-398. doi: DOI 10.1016/j.precamres.2009.11.001
- T. E. Zegers, M. J. D. W., J. Dann and S. H. White, 1998: Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochronological, and palaeomagnetic test: *Terra Nova* 10, 250-259.
- Uken, R., 1999: The geology and structure of the Bushveld complex metamorphic aureole in the Olifants River area: Phd. Thesis (unpubl.), 277
- Watkets, M. K., 1984: The Precambrian geology of the Limpopo belt north and west of Messina. Unpubl, 349.
- Willmore, C. C., Boudreau, A. E., Spivack, A. & Kruger, F. J., 2002: Halogens of Bushveld Complex, South Africa: delta Cl-37 and Cl/F evidence for hydration melting of the source region in a back-arc setting. *Chemical Geology* 182, 503-511.
- Zeh, A., Ovtcharova, M., Wilson, A. H. & Schaltegger, U., 2015: The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years - results of zirconology, and geotectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 418, 103-114.v

Tidigare skrifter i serien

”Examensarbeten i Geologi vid Lunds universitet”:

402. Heingård, Miriam, 2014: Long bone and vertebral microanatomy and osteohistology of 'Platecarpus' ptychodon (Reptilia, Mosasauridae) – implications for marine adaptations. (15 hp)
403. Kall, Christoffer, 2014: Microscopic echinoderm remains from the Darriwilian (Middle Ordovician) of Västergötland, Sweden – faunal composition and applicability as environmental proxies. (15 hp)
404. Preis Bergdahl, Daniel, 2014: Geoenergi för växthusjordbruk – Möjlig anläggning av värme och kyla i Västskåne. (15 hp)
405. Jakobsson, Mikael, 2014: Geophysical characterization and petrographic analysis of cap and reservoir rocks within the Lund Sandstone in Kyrkheddinge. (15 hp)
406. Björnfors, Oliver, 2014: A comparison of size fractions in faunal assemblages of deep-water benthic foraminifera—A case study from the coast of SW-Africa.. (15 hp)
407. Rådman, Johan, 2014: U-Pb baddeleyite geochronology and geochemistry of the White Mfolozi Dyke Swarm: unravelling the complexities of 2.70-2.66 Ga dyke swarms on the eastern Kaapvaal Craton, South Africa. (45 hp)
408. Andersson, Monica, 2014: Drumliner vid moderna glaciärer — hur vanliga är de? (15 hp)
409. Olsenius, Björn, 2014: Vinderosion, sanddrift och markanvändning på Kristianstadsslätten. (15 hp)
410. Bokhari Friberg, Yasmin, 2014: Oxygen isotopes in corals and their use as proxies for El Niño. (15 hp)
411. Fullerton, Wayne, 2014: REE mineralisation and metasomatic alteration in the Olserum metasediments. (45 hp)
412. Mekhaldi, Florian, 2014: The cosmic-ray events around AD 775 and AD 993 - Assessing their causes and possible effects on climate. (45 hp)
413. Timms Eliasson, Isabelle, 2014: Is it possible to reconstruct local presence of pine on bogs during the Holocene based on pollen data? A study based on surface and stratigraphical samples from three bogs in southern Sweden. (45 hp)
414. Hjulström, Joakim, 2014: Bortforsling av kaxblandat vatten från borrhningar via dagvattenledningar: Riskanalys, karaktärisering av kaxvatten och reningsmetoder. (45 hp)
415. Fredrich, Birgit, 2014: Metadolerites as quantitative P-T markers for Sveconorwegian metamorphism, SW Sweden. (45 hp)
416. Alebouyeh Semami, Farnaz, 2014: U-Pb geochronology of the Tsineng dyke swarm and paleomagnetism of the Hartley Basalt, South Africa – evidence for two separate magmatic events at 1.93-1.92 and 1.88-1.84 Ga in the Kalahari craton. (45 hp)
417. Reiche, Sophie, 2014: Ascertaining the lithological boundaries of the Yoldia Sea of the Baltic Sea – a geochemical approach. (45 hp)
418. Mroczek, Robert, 2014: Microscopic shock-metamorphic features in crystalline bedrock: A comparison between shocked and unshocked granite from the Siljan impact structure. (15 hp)
419. Balija, Fisnik, 2014: Radon ett samhällsproblem - En litteraturstudie om geologiskt sammanhang, hälsoeffekter och möjliga lösningar. (15 hp)
420. Andersson, Sandra, 2014: Undersökning av kalciumkarbonatförekomsten i infiltrationsområdet i Sydvattnens vattenverk, Vombverket. (15 hp)
421. Martin, Ellinor, 2014: Chrome spinel grains from the Komstad Limestone Formation, Killeröd, southern Sweden: A high-resolution study of an increased meteorite flux in the Middle Ordovician. (45 hp)
422. Gabrielsson, Johan, 2014: A study over Mg/Ca in benthic foraminifera sampled across a large salinity gradient. (45 hp)
423. Ingvaldson, Ola, 2015: Ansvarsutredningar av tre potentiellt förorenade fastigheter i Helsingborgs stad. (15 hp)
424. Robygd, Joakim, 2015: Geochemical and palaeomagnetic characteristics of a Swedish Holocene sediment sequence from Lake Storsjön, Jämtland. (45 hp)
425. Larsson, Måns, 2015: Geofysiska undersökningsmetoder för geoenergisystem. (15 hp)
426. Hertzman, Hanna, 2015: Pharmaceuticals in groundwater - a literature review. (15 hp)
427. Thulin Olander, Henric, 2015: A contribution to the knowledge of Fårö's hydrogeology. (45 hp)

428. Peterffy, Olof, 2015: Sedimentology and carbon isotope stratigraphy of Lower-Middle Ordovician successions of Slemmestad (Oslo-Asker, Norway) and Brunflo (Jämtland, Sweden). (45 hp)
429. Sjunnesson, Alexandra, 2015: Spårämnesförsök med nitrat för bedömning av spridning och uppehållstid vid återinfiltration av grundvatten. (15 hp)
430. Henao, Victor, 2015: A palaeoenvironmental study of a peat sequence from Iles Kerguelen (49° S, Indian Ocean) for the Last Deglaciation based on pollen analysis. (45 hp)
431. Landgren, Susanne, 2015: Using calcein-filled osmotic pumps to study the calcification response of benthic foraminifera to induced hypoxia under *in situ* conditions: An experimental approach. (45 hp)
432. von Knorring, Robert, 2015: Undersökning av karstvittring inom Kristianstadsslättens NV randområde och bedömning av dess betydelse för grundvattnets sårbarhet. (30 hp)
433. Rezvani, Azadeh, 2015: Spectral Time Domain Induced Polarization - Factors Affecting Spectral Data Information Content and Applicability to Geological Characterization. (45 hp)
434. Vasilica, Alexander, 2015: Geofysisk karaktärisering av de ordoviciska kalkstensenheter på södra Gotland. (15 hp)
435. Olsson, Sofia, 2015: Naturlig nedbrytning av klorerade lösningsmedel: en modellering i Biochlor baserat på en fallstudie. (15 hp)
436. Huitema, Moa, 2015: Inventering av föroreningar vid en brandövningsplats i Linköpings kommun. (15 hp)
437. Nordlander, Lina, 2015: Borrningsteknikens påverkan vid provtagning inför dimensionering av formationsfilter. (15 hp)
438. Fennvik, Erik, 2015: Resistivitet och IP-mätningar vid Äspö Hard Rock Laboratory. (15 hp)
439. Pettersson, Johan, 2015: Paleoeologisk undersökning av Triberga mosse, sydöstra Öland. (15 hp)
440. Larsson, Alfred, 2015: Mantelpolymer - realitet eller *ad hoc*? (15 hp)
441. Holm, Julia, 2015: Markskador inom skogsbruket - jordartens betydelse (15 hp)
442. Åkesson, Sofia, 2015: The application of resistivity and IP-measurements as investigation tools at contaminated sites - A case study from Kv Renen 13, Varberg, SW Sweden. (45 hp)
443. Lönsjö, Emma, 2015: Utbredningen av PFOS i Sverige och världen med fokus på grundvattnet – en litteraturstudie. (15 hp)
444. Asani, Besnik, 2015: A geophysical study of a drumlin in the Åsnen area, Småland, south Sweden. (15 hp)
445. Ohlin, Jeanette, 2015: Riskanalys över pesticidförekomst i enskilda brunnar i Sjöbo kommun. (15 hp)
446. Stevic, Marijana, 2015: Identification and environmental interpretation of microtextures on quartz grains from aeolian sediments - Brattforsheden and Vittskövle, Sweden. (15 hp)
447. Johansson, Ida, 2015: Is there an influence of solar activity on the North Atlantic Oscillation? A literature study of the forcing factors behind the North Atlantic Oscillation. (15 hp)
448. Halling, Jenny, 2015: Inventering av sprickmineraliseringar i en del av Sorgenfrei-Tornquistzonen, Dalby stenbrott, Skåne. (15 hp)
449. Nordas, Johan, 2015: A palynological study across the Ordovician Kinnekulle. (15 hp)
450. Åhlén, Alexandra, 2015: Carbonatites at the Alnö complex, Sweden and along the East African Rift: a literature review. (15 hp)
451. Andersson, Klara, 2015: Undersökning av slugttestsmetodik. (15 hp)
452. Ivarsson, Filip, 2015: Hur bildades Bushveldkomplexet? (15 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund