

4. Ergebnisse

An den granitoiden Gesteinen des RK lassen sich sowohl variszische als auch prävariszische Ereignisse nachweisen. Es zeigte sich, daß im Bereich des RK vom Silur bis zum Perm mindestens fünf magmatischen Zyklen stattgefunden haben, welche sich im Hinblick auf die variszische Orogenese in zwei prävariszische und in drei variszische bis spätvariszische Abschnitte gliedern lassen.

4.1 Prä-Variszische Granitoide

4.1.1 Silurische Granitoide der Ruhlaer Formation

Das älteste, sicher nachweisbare magmatische Ereignis im mittleren Silur wurde an Orthogneisen aus der Ruhlaer Formation bestimmt, die gemeinsam mit den sie umgebenden Metasedimenten amphibolitfaziell metamorph und unter grünschieferfaziellen Bedingungen unterschiedlich stark diaphthoritisch überprägt und deformiert wurden.

4.1.1.1 Silbergrund-Gneis (96005)

Es liegt eine homogene Zirkonfraktion vor; die Kristalle sind überwiegend prismatisch und nur selten plattig-rundlich. Es sind zumeist klare, scharfkantige bis leicht kantengerundete Zirkone, die durch ihre rauhe Oberfläche trübe und wenig transparent erscheinen. Eine derartige Oberflächenstruktur kann durch Anlösung der Zirkone im Zuge einer metamorphen Überprägung entstehen. Auf Grund des hohen Anteils idiomorpher Kristalle in der Gesamtfraktion läßt sich ein sedimentärer Transport vermutlich ausschließen. Das Längen/Breiten-Verhältnis (L/B) der Zirkone liegt im Durchschnitt bei 3-4 und kann gelegentlich auch 7 erreichen, in α -Bromnaphthalin waren keine Kerne zu erkennen. Bei den farblosen, ovalen Einschlüssen könnte es sich um Gas- oder Apatiteinschlüsse handeln, die dunklen punktförmigen Typen repräsentieren möglicherweise Schmelzeinschlüsse. Außen und auf Rissen liegt feinkörniges Hämatit auf. Die äußere Form der Kristalle zeigt eine starke Dominanz der {101}-Pyramidenflächen und {110}-Prismenflächen (Abb. 4.1a). Die Kristalle können zu 73% den Morphotypen P1-3 zugeordnet werden, woraus sich nach PUPIN (1980) eine Intrusionstemperatur von $650-750 \pm 50^\circ\text{C}$ für den granitischen Protolith ableiten ließe, Abb. 4.1c. KL-Aufnahmen zeigen ausnahmslos eine regelmäßige magmatische Internstruktur (Abb. 4.1b).

Für 5 der insgesamt 7 Einzelzirkon-Analysen (Evaporationstemperatur (T_{Eva}) $1600-1606^\circ\text{C}$; Meßtemperatur (T_{M}) $1190-1230^\circ\text{C}$) ist in den Alterswerten eine nur geringe Streubreite festzustellen. Die einzelnen Zirkonalter variieren zwischen 430.7 ± 1.0 Ma und 421.2 ± 13.2 Ma (Tab. 2A im Anhang), der Mittelwert liegt bei 425.6 ± 3.7 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$). Dieses Alter im mittleren Silur wird als das Platznahmealter des granitischen Protoliths gewertet. Abbildung 4.1d zeigt die Häufigkeitsverteilung der insgesamt 435 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Der deutlich höhere Alterswert von 450.5 ± 4.8 Ma für Zirkon 6 wurde nach positivem DIXON-Test nicht in die Mittelwertberechnung einbezogen. Er gibt jedoch einen Hinweis

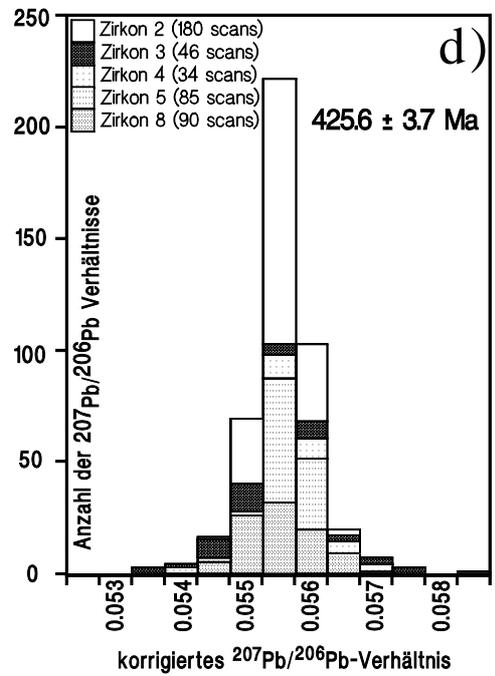
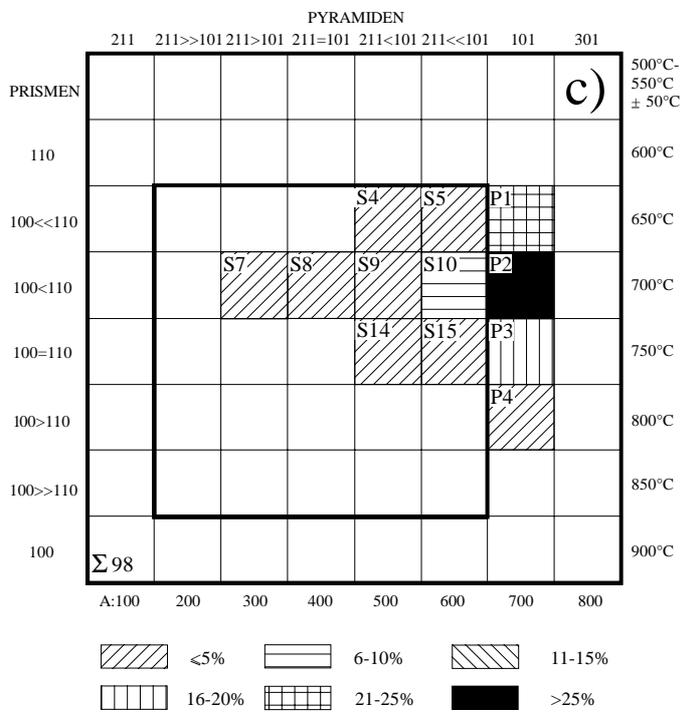
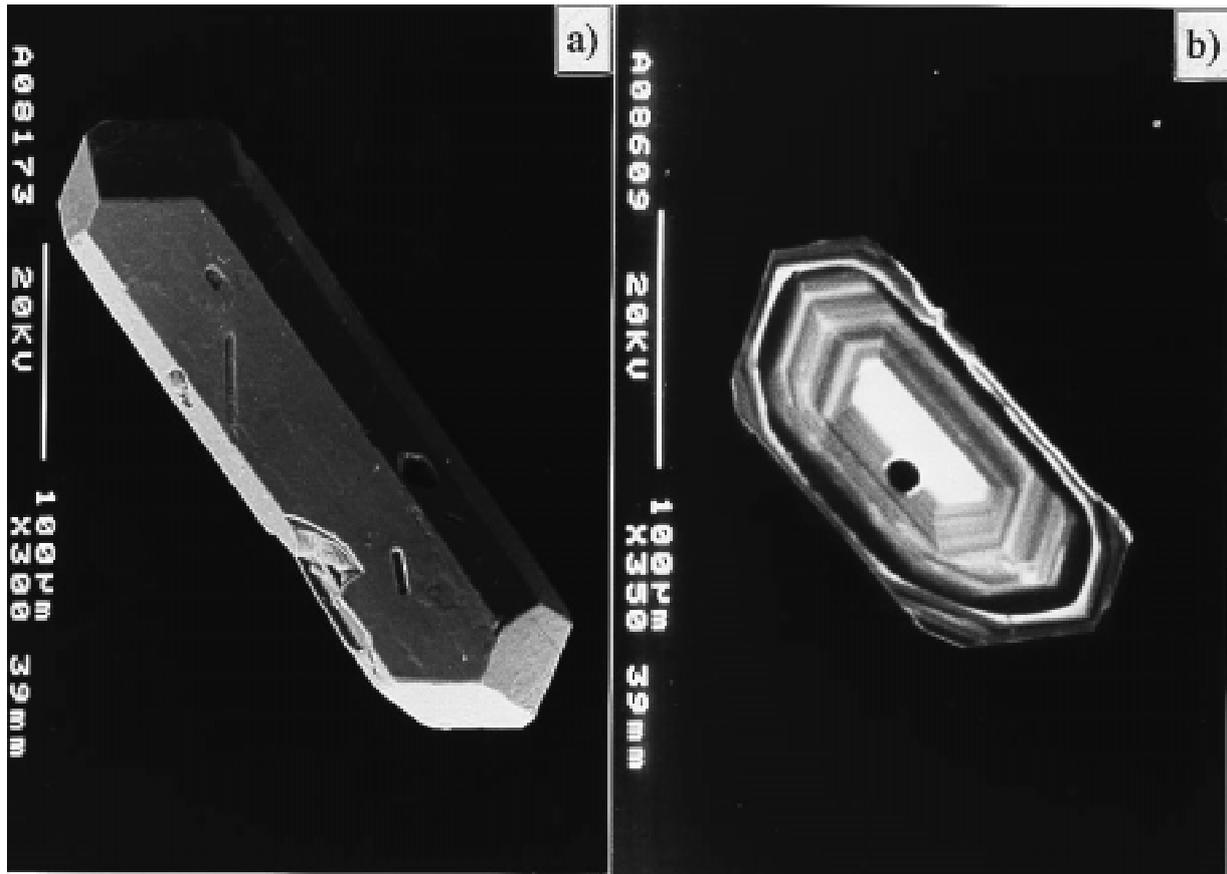


Abb. 4.1: a) REM-Aufnahme, b) KL-Bild von zwei Zirkonen aus dem Silbergrund-Gneis. c) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) für 98 Zirkone aus dem Silbergrund-Gneis. d) Histogramm der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten Meßwerte.

darauf, daß einzelne Zirkone alte Kerne enthalten. Gestützt wird diese Annahme durch die Messung von Zirkon 1, der sich in Habitus und Farbe nicht von den übrigen Kristallen unterscheidet aber ein frühproterozoisches Alter von 2286.7 ± 5.2 Ma erbrachte. Für die 5 altersmäßig eng beieinander liegenden Zirkone ergibt sich über die Regressionsmethode ein Alter bei 429.1 ± 2.5 Ma (σ), Abb. 4.1e. Diese gute Übereinstimmung mit dem mittleren Alter der Einzelwerte unterstützt die Richtigkeit der Korrektur des gewöhnlichen Bleis nach der Methode von STACEY & KRAMERS (1975).

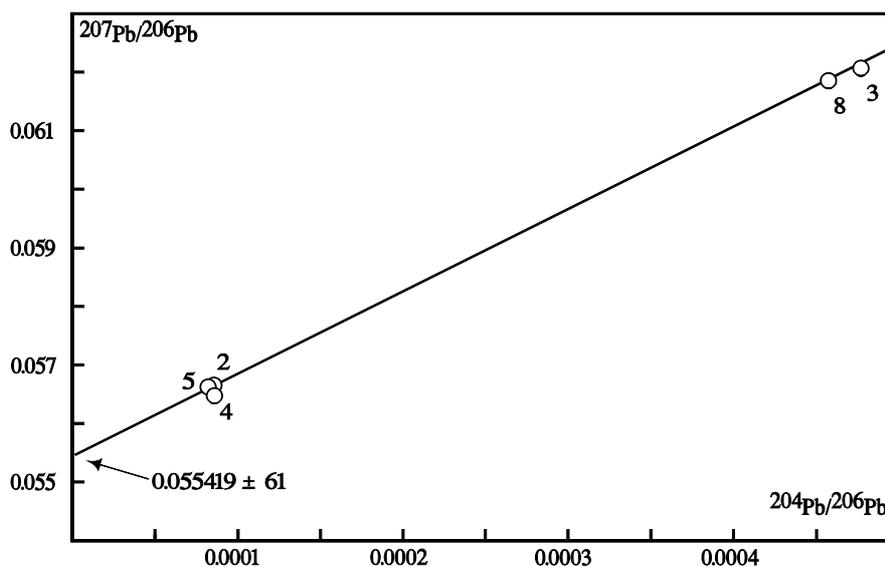


Abb. 4.1: e) Regressionsgerade für die 5 altersmäßig eng beieinander liegenden Zirkonanalysen vom Silbergrund-Gneis.

4.1.1.2 Oberer Erbstrom-Gneis (93002)

Die Zirkone zeigen mehrheitlich einen prismatischen Habitus mit einem L/B-Verhältnis um 4, maximal 6. Nur wenige sind rundlich-elliptisch und haben stark abgerundete Kristallkanten, was eine Morphotypenbestimmung nahezu unmöglich macht. Die prismatischen Kristalle liegen häufig verzerrt vor. Alle Zirkone weisen eine hellgelbe bis schwach bräunliche Farbe auf, sie wirken auf Grund ihrer angelösten und korrodierten Oberfläche (Abb. 4.2a) etwas trübe und haben leicht bis stärker abgerundete Kanten und häufig Risse. In Immersionsflüssigkeit sind keine Kerne festzustellen, erkennbare Einschlüsse sind farblos und oval-länglich oder dunkel und punktförmig. Im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) spiegelt sich die starke Betonung der $\{101\}$ -Pyramiden- und der $\{100\}$ -Prismenflächen wider (Abb. 4.2c): die hauptsächliche Belegung der Felder S20-P4 und S25-P5 deutet auf eine Kristallisationstemperatur bei $800-850 \pm 50^\circ\text{C}$ hin. Die Internstruktur belegt ein regelmäßiges magmatisches Wachstum, und -im Gegensatz zur äußeren Form- sind intern gelegentlich noch die Flächen der steilen $\{211\}$ -Pyramide zu erkennen, die auf Grund ihres schnelleren Wachstums den $\{101\}$ -Pyramidenflächen weichen mußten.

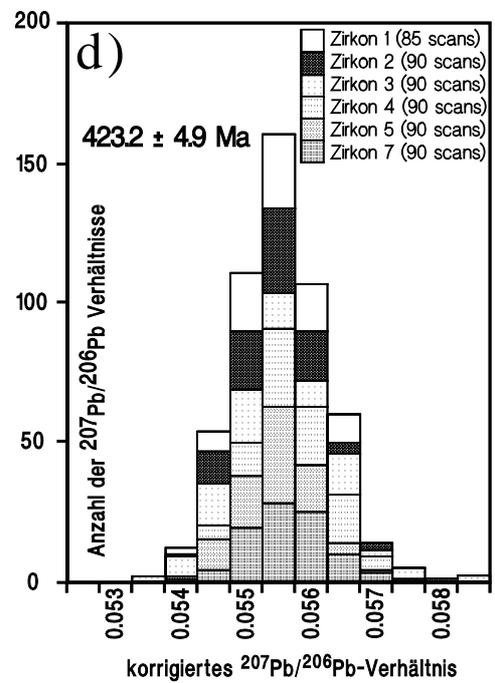
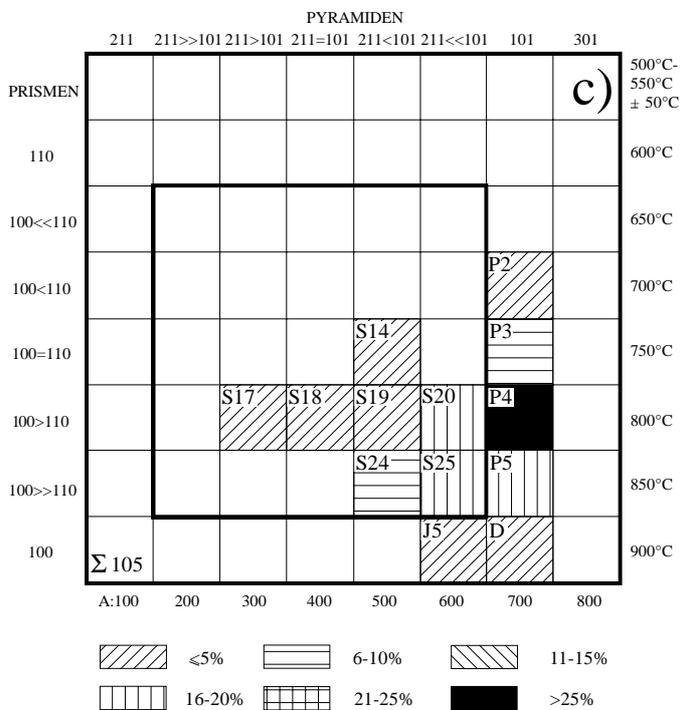
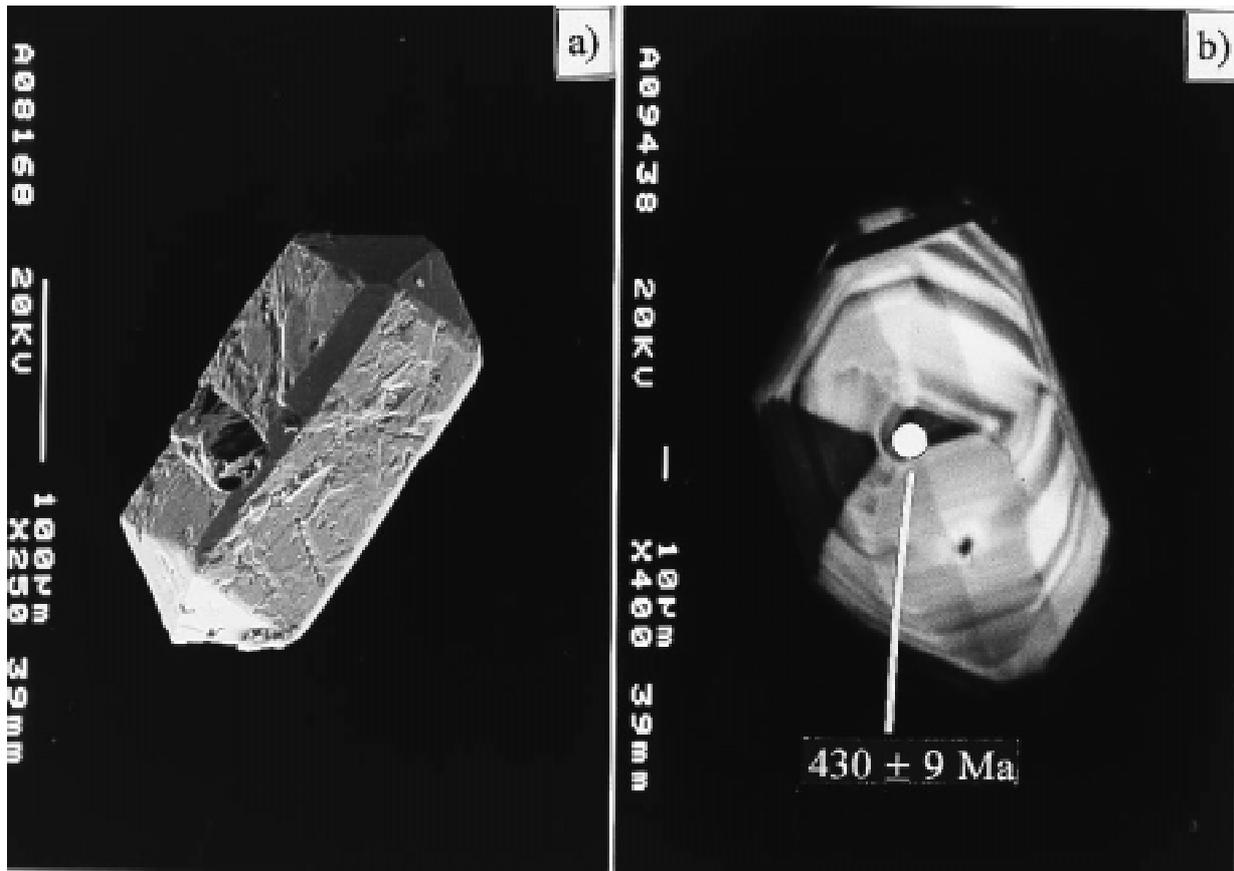


Abb. 4.2: a) REM-Aufnahme eines typischen Zircons vom oberen Erbstrom-Gneis. b) KL-Bild eines an der SHRIMP analysierten Zircons (Punkt 2.1, ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter: 430 ± 9 Ma). c) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980). d) Histogramm der korrigierten Meßwerte.

Insgesamt 7 Zirkone wurden evaporiert (T_{Eva} 1600°C; T_{M} zwischen 1220 und 1250°C). Die Einzel-Ergebnisse der korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter schwanken über einen relativ großen Bereich von 433.3 ± 5.3 Ma bis 417.5 ± 5.1 Ma mit einer Häufung bei ca. 420 Ma (Tab. 2B im Anhang). Weder der älteste noch der jüngste Wert sind nach dem DIXON-Test als Ausreißer zu bewerten, das mittlere Alter für den oberen Erbstrom-Gneis liegt demnach bei 423.2 ± 4.9 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) und wird als Platznahmealter des granitischen Protoliths gewertet. Für Zirkon 6, der in seiner äußeren Form keine Unterschiede zu den übrigen Kristallen aufweist und auch keinen Kern erkennen ließ, wurde ein proterozoisches Alter von 895.2 ± 8.4 Ma bestimmt. Die während der Messung kontinuierlich abnehmenden $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse zeigen, daß es sich hierbei um ein Mischalter handelt, dem keine geologische Bedeutung zukommt. Eine nahezu ideale Gauß'sche Verteilungskurve ergibt sich für die korrigierten Pb/Pb-Verhältnisse der übrigen 6 Zirkone (Abb. 4.2d). Während die Analysenwerte der Zirkone 2, 3, 4 und 7 im Diagramm der Regressionsgerade eng beieinander liegen, wird durch die Zirkone 1 und 5 die erforderliche große Spreizung in den Isotopenwerten erzielt, der resultierende Alterswert ist 423.4 ± 5.1 Ma (σ).

U-Pb-Messungen an der SHRIMP II bestätigen das Intrusionsalter des oberen Erbstrom-Gneises im mittleren Silur, ererbte Komponenten wurden keine gefunden (Tab. 7A im Anhang). Das gewichtete Mittel des radiogenen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisses liegt bei 0.06771 ± 0.00037 (σ) und entspricht einem Alter von 422.3 ± 6.0 Ma (95% confidence). In Abbildung 4.2e sind die Analysenwerte im Tera-Wasserburg-Diagramm dargestellt, die Mehrzahl der Zirkone sind innerhalb der Fehlergrenzen konkordant.

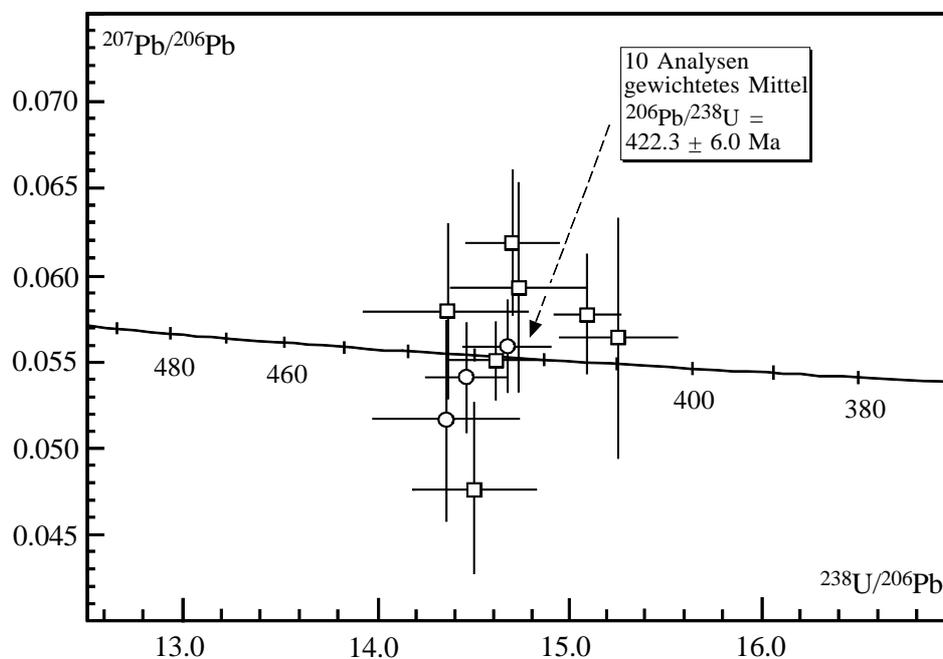


Abb. 4.2: e) Tera-Wasserburg-Diagramm mit den SHRIMP-Daten der Punktanalysen (Kreise sind randliche Analysen, Quadrate zentral gesetzte Meßpunkte) von Zirkonen des oberen Erbstrom-Gneises. Die externe Reproduzierbarkeit für die U und Pb Konzentrationsanalysen beträgt 0.35%, die Fehlerbalken geben $\pm 1\sigma$ an.

4.1.1.3 Thaler Gneis (96004)

Lediglich 17 Zirkone konnten aus der Schwermineralfraktion dieses Gneises aus der Ruhlaer Formation separiert werden. Die überwiegende Mehrzahl ist zerbrochen und auf Grund vieler Einschlüsse stark getrübt, der vorherrschende Habitus ist prismatisch, und als Morphotypen sind S10, P1-S5, S24-25, S25, S5 und P1 vorhanden. Unter dem REM zeigen die Kristalle meist abgerundete Kanten und rauhe, angelöst erscheinende Oberflächen. Nur 4 Zirkone waren für eine Evaporation geeignet (T_{Eva} 1601-1610°C; T_{M} 1200-1220°C). Tabelle 2C im Anhang zeigt die stark schwankenden Alterswerte (565.3 ± 13.1 bis 314.0 ± 11.3 Ma), eine Mittelwertbildung ist nicht möglich. Auch die Korrelation der unkorrigierten Pb-Isotopenverhältnisse mittels der Regressionsmethode führt zu keinem Ergebnis.

Auf Grund seiner strukturellen Position wäre für den Thaler Gneis ein silurisches Alter zu vermuten, ähnlich dem des Silbergrund-Gneises und dem des oberen Erbstrom-Gneises. Diese Annahme stützt der frühdevonische Alterswert von Zirkon 3 (404.5 ± 2.8 Ma). Dagegen hat Zirkon 2 (565.3 ± 13.1 Ma), bei dem sich schon in Immersionsflüssigkeit ein Kern abzeichnete, eine präsilurische Komponente. Das spätkarbonische Alter von zwei weiteren Zirkonen (314.0 ± 11.3 Ma; 314.7 ± 5.6 Ma) steht möglicherweise mit der Intrusion des Ruhlaer Granits in Verbindung und könnte einen Pb-Verlust anzeigen.

4.1.2 Spätsilurische bis frühdevonische Granitoide des Zentralen Kristallins

Ein zweites, deutlich jüngeres aber ebenfalls prävariszisches magmatisches Ereignis im späten Silur bzw. im frühen Devon läßt sich eindeutig an den Zirkonen aus vier migmatitischen Orthogneisen des Zentralen Kristallins nachweisen. Bei diesen handelt es sich um den Liebensteiner Gneis, den Dorngehege-Gneis, den Schmalwasserstein-Gneis und den Steinbacher Augengneis. Die Platznahme der Protolithe des Heßles-Gneises und eines metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneises aus dem Gebiet nördlich Atterode erfolgte vermutlich im gleichen Zeitraum, die Zirkonalter streuen jedoch sehr weit (s. unten).

4.1.2.1 Liebensteiner Gneis (93007)

Das Zirkonspektrum ist homogen mit hellgelben bis leicht bräunlich gefärbten, meist stärker kantengerundeten Kristallen mit prismatischem Habitus. Nur untergeordnet treten elliptische Zirkone auf. Das L/B-Verhältnis zeigt eine große Streubreite, erreicht aber maximal den Wert 6, ein derartiges bevorzugtes Längenwachstum weist auf magmatische Kristallisation hin. Die Zirkone sind meist klar und nur manchmal durch Risse, Hämatit oder zahlreiche Fremdminerale getrübt. Einschlüsse sind dunkel und punktförmig oder farblos und oval. Oberflächlich sind häufig feine, unregelmäßige Risse vorhanden. In ihrer äußeren Form zeigen die Zirkone meist gleichwertige {211}- und {101}-Flächen sowie ein gegenüber {100} dominierendes {110}-Prisma (Abb. 4.3a), die Bildungstemperatur liegt demnach bei $700-750 \pm 50^\circ\text{C}$ (Abb. 4.3c). KL-Bilder belegen ein magmatisches Zonierungsmuster (Abb. 4.3b).

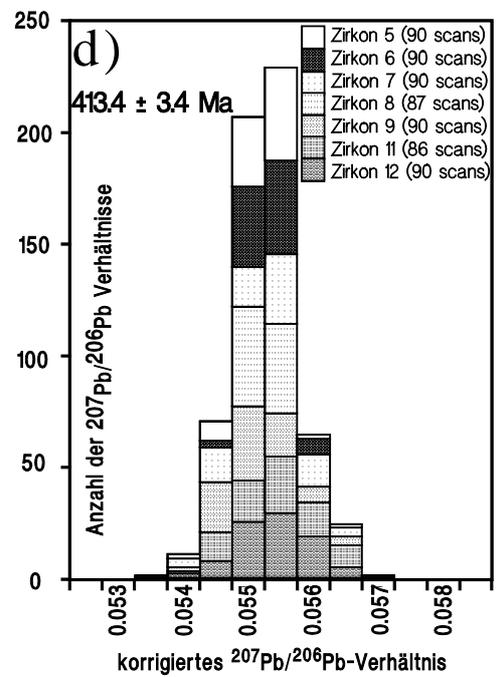
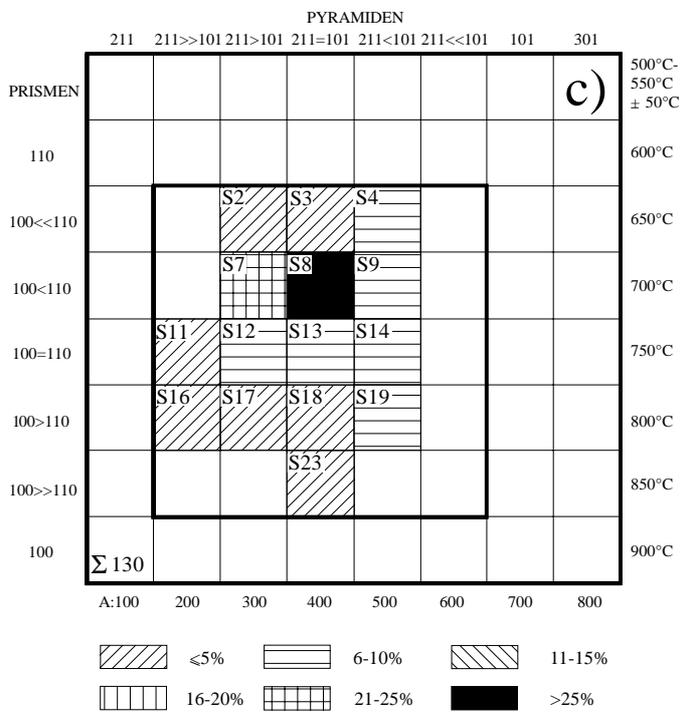
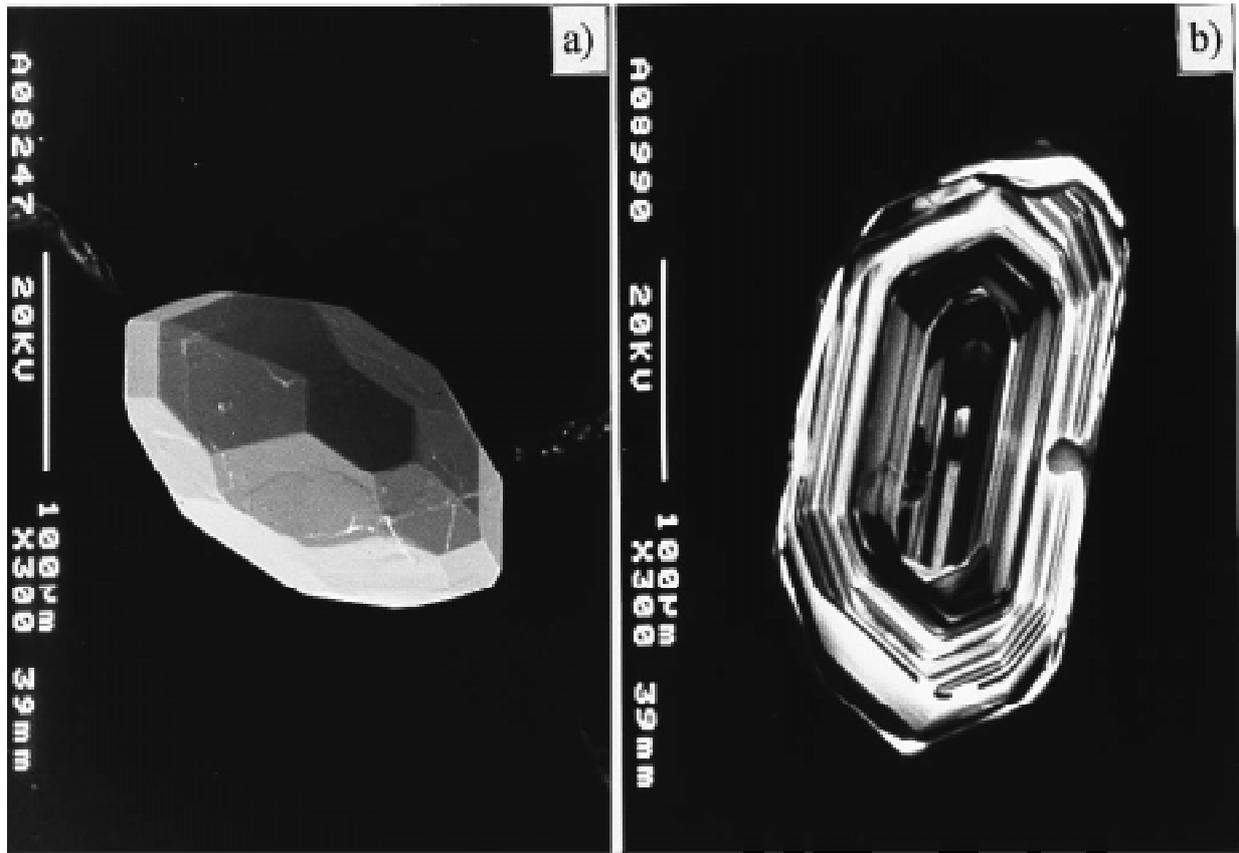


Abb. 4.3: a) REM-Aufnahme, b) KL-Bild jeweils eines Zircons aus dem Liebensteiner Gneis. c) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980). d) Histogramm der korrigierten Meßwerte.

Vom Liebensteiner Gneis wurden insgesamt 7 Zirkone überdampft (T_{Eva} 1570-1610°C; T_{M} zwischen 1220 und 1250°C). Die Ergebnisse spannen ein relativ großes Zeitintervall von 420.0 ± 5.6 Ma bis 406.1 ± 4.3 Ma auf (Tab. 3A im Anhang), wobei der relativ junge Wert auf Grund seiner im Vergleich zu den übrigen Zirkonen höheren Gehalte an ^{204}Pb möglicherweise zu stark korrigiert wurde. Da es sich hierbei jedoch nicht um einen Ausreißer handelt (DIXON) wurde auch dieser Alterswert bei der Mittelwertbildung berücksichtigt. Das mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter für die 7 Zirkone liegt bei 413.4 ± 3.4 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$). Dieser spätsilurische Alterswert wird als Intrusionsalter des granitischen Protoliths des Liebensteiner Gneises gewertet. Abbildung 4.3d zeigt die Häufigkeitsverteilung der 623 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Ein innerhalb der Fehlergrenzen identisches Alter ergibt sich über die Regressionsmethode mit 415.0 ± 4.1 Ma (σ), entsprechend einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis von 0.055071 ± 99 .

4.1.2.2 Dorngehege-Gneis (93015)

Mit ihrem ausschließlich prismatischen Habitus und meist stark abgerundeten Kristallkanten bilden die Zirkone eine homogene Fraktion, das vorherrschende L/B-Verhältnis liegt bei 3. Die Kristalle sind mehrheitlich von hellbrauner Farbe und erscheinen auf Grund oberflächlicher Anlösungen leicht undurchsichtig. Untergeordnet treten auch gelbliche, klare, scharfkantige Individuen auf. Die Einschlüsse in den Zirkonen sind dunkel, punktförmig oder auch länglich und dann oft parallel zur Längsachse angeordnet. Einige Kristalle weisen Spuren einer intensiven kataklastischen Beanspruchung auf. Die äußere Form der Zirkone ist gekennzeichnet durch ein gegenüber dem {100}-Prisma stark dominierendes {110}-Prisma und vorrangigen {101}-Pyramidenflächen bei untergeordneten, meist fehlenden {211}-Pyramidenflächen (Abb. 4.4a). Als Bildungstemperatur könnte nach PUPIN (1980) somit $650-700 \pm 50^\circ\text{C}$ abgeleitet werden (Abb. 4.4c). In ihrer Internstruktur zeigen die Kristalle mehrheitlich eine magmatische, jedoch unscharf begrenzte Wachstumszonierung. In einem Fall wurde ein hell lumineszierender, strukturloser Kernbereich beobachtet, bei dem es sich möglicherweise um eine ererbte Komponente handelt (Abb. 4.4b). Selten sind Rekristallisationserscheinungen in Form von hell lumineszierenden Bereichen entlang von Rissen, an den Pyramidenflächen und um Fragmente vormals zerbrochener Kristalle zu beobachten. Dieser Vorgang könnte mit der Deformation und Vergneisung des granitischen Protoliths zusammenhängen.

Vom Dorngehege-Gneis wurden 8 Zirkone evaporiert (T_{Eva} 1600°C; T_{M} 1200 bzw. 1220°C). Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alterswerte für 7 dieser Zirkone variieren in einem relativ großen Bereich zwischen 418.3 ± 5.5 Ma und 402.4 ± 2.3 Ma, der Mittelwert liegt bei 411.4 ± 4.3 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$), Tab. 3B im Anhang. Abbildung 4.4d zeigt die Häufigkeitsverteilung der insgesamt 598 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Meßwerte. Das spätsilurische Alter spiegelt den Kristallisationszeitpunkt der Zirkone des granitischen Protoliths vom Dorngehege-Gneis wider.

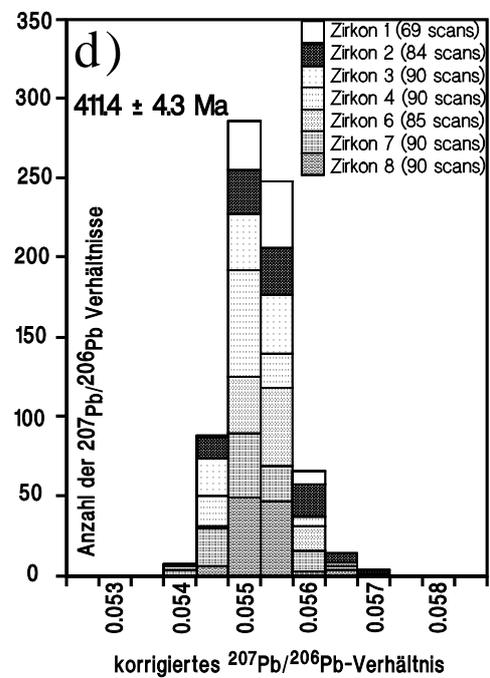
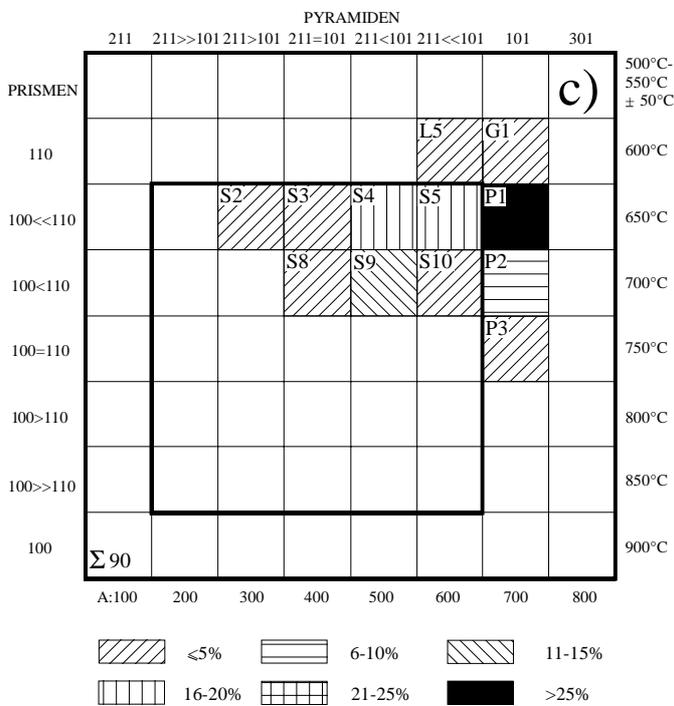
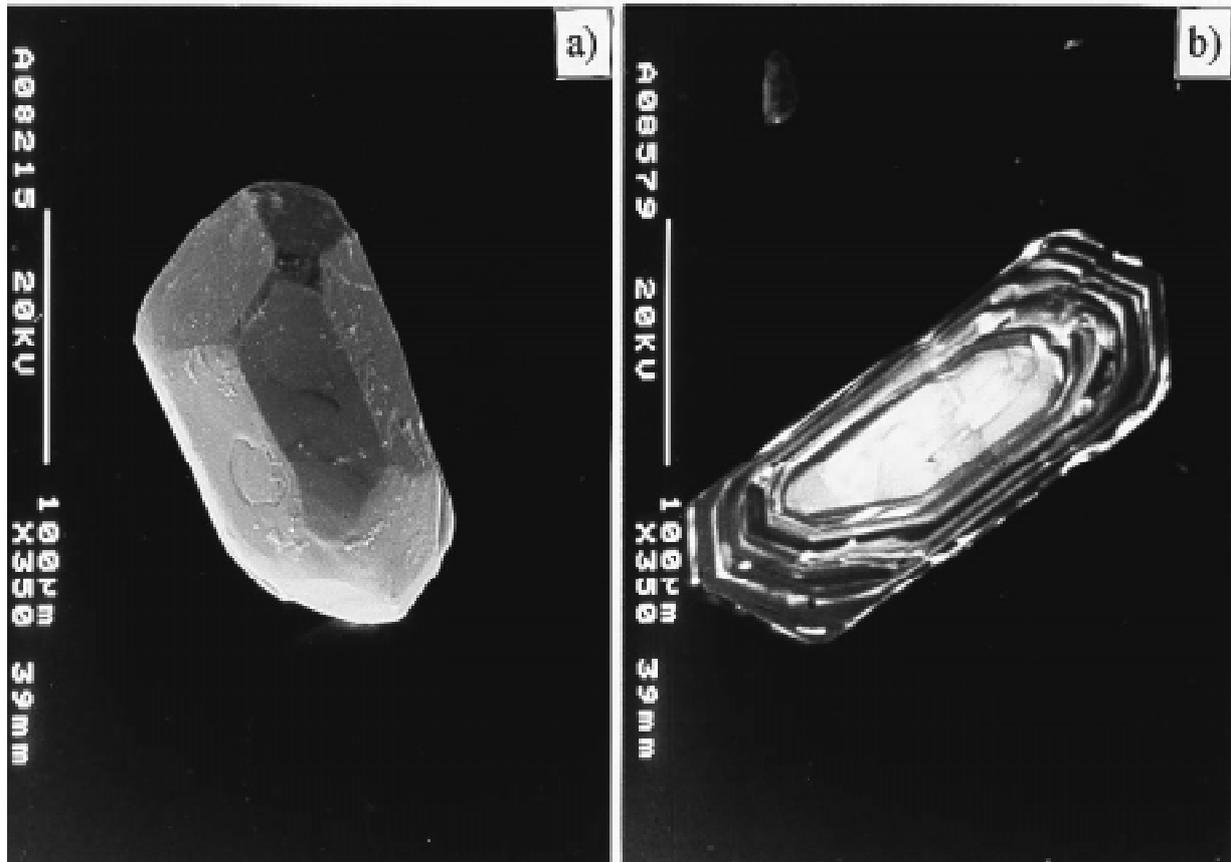


Abb. 4.4: a) REM-Aufnahme eines für den Dorngehege-Gneis typischen Zirkons. b) KL-Bild. c) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) für 90 Zirkone aus dem Dorngehege-Gneis. d) Histogramm der korrigierten Meßwerte.

Trotz positiven DIXON-Test wird die Analyse von Zirkon 5 (392.2 ± 3.9 Ma) nicht in die Mittelwertbildung mit einbezogen, da sie neben einer nur geringfügigen Änderung lediglich einen höheren Fehler des Mittelwertes bewirken würde. Die Regressionsgerade für die 7 Zirkone schneidet die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Achse bei einem Wert von 0.054951 ± 138 was einem Alter von 410.2 ± 5.7 Ma (σ) entspricht.

4.1.2.3 Schmalwasserstein-Gneis (93025)

Hier erscheint die Zirkonfraktion heterogen durch zwei Arten von Kristallen. Zum einen lassen sich idiomorphe, klare, meist scharfkantige, gelblich-rötliche, einschluß- und rißarme Zirkone mit prismatischem Habitus beobachten, für die das L/B-Verhältnis meist um 3 liegt und maximal 5 erreicht. Zum anderen sind aber auch größere, dunkelbraun gefärbte, häufig zerbrochene, einschlußreiche und kanten-gerundete Zirkone vorhanden. Die dunkelbraunen Zirkone zeigen vergleichbare Kristallproportionen und -flächen wie die klaren Zirkone, sie wurden jedoch auf Grund ihrer vielen Risse und Einschlüsse nicht evaporiert und auch morphologisch nicht statistisch ausgewertet. Für die klaren Zirkone zeigt sich eine starke Dominanz des {110}-Prismas gegenüber dem {100}-Prisma bei gleich ausgeprägten {211}- und {101}-Pyramidenflächen (Abb. 4.5c). Sie können demnach im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) mehrheitlich den Morphotypen S2-4 zugeordnet werden, was einer Bildungstemperatur von $650 \pm 50^\circ\text{C}$ entspricht. Vereinzelt sind oberflächlich feine Risse vorhanden (Abb. 4.5a). Die überwiegende Mehrzahl der Kristalle läßt in ihrer Internstruktur eine oszillierende, engständige Wachstumszonierung erkennen. Abbildung 4.5b zeigt die KL-Aufnahme eines Zirkons, für den die abgerundete Zone im Innern möglicherweise mit Resorption zu erklären ist.

Insgesamt 7 Zirkone vom Schmalwasserstein-Gneis wurden am Massenspektrometer evaporiert (T_{Eva} $1600\text{-}1608^\circ\text{C}$; T_{M} zwischen 1200 und 1237°C). Die korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altersdaten von 6 Zirkonen variieren zwischen 417.1 ± 15.4 Ma (der hohe Fehler dieser Messung ist auf den geringen Ionenstrom zurückzuführen) und 402.7 ± 4.7 Ma; das mittlere Alter liegt bei 408.5 ± 5.0 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$), Tab. 3C im Anhang. Der granitische Protolith vom Schmalwasserstein-Gneis intrudierte demnach an der Grenze zwischen Silur und Devon. Abbildung 4.5d zeigt die Häufigkeitsverteilung der 448 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Ein innerhalb der Fehlergrenzen identischer Alterswert von 411.6 ± 5.6 Ma (σ) ergibt sich über die Regressionsgerade. Für Zirkon 1, der sich durch seinen rundlichen Habitus von den übrigen Zirkonen unterscheidet, ergab sich ein sehr viel höheres, proterozoisches Alter von 1327.2 ± 2.5 Ma, das vermutlich die Assimilation älteren Krustenmaterials während der Intrusion anzeigt. Ob es jedoch eine geologische Bedeutung besitzt, ist ungewiß.

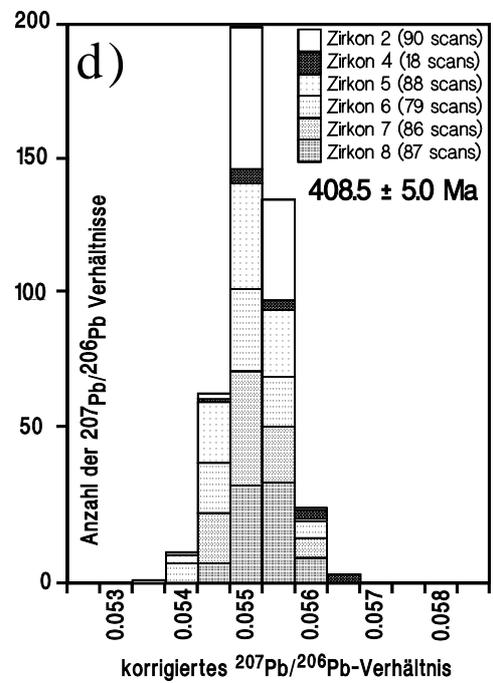
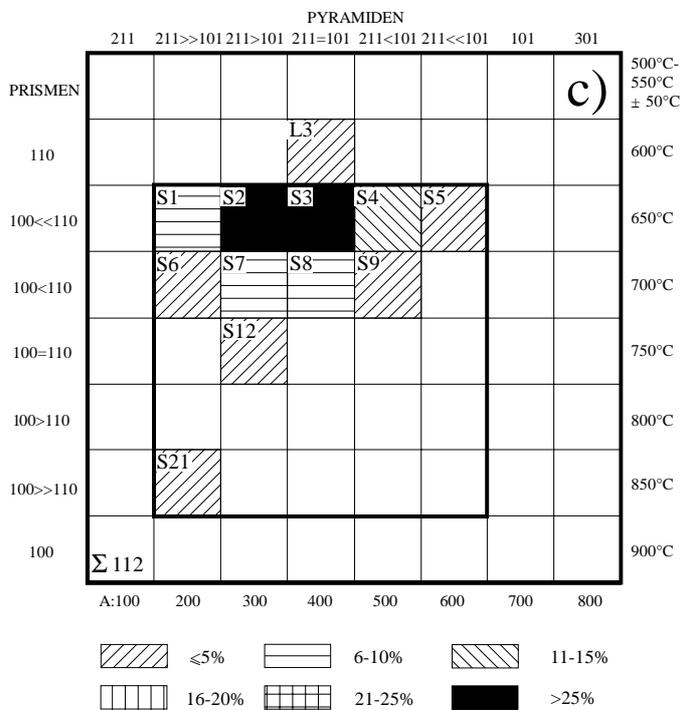
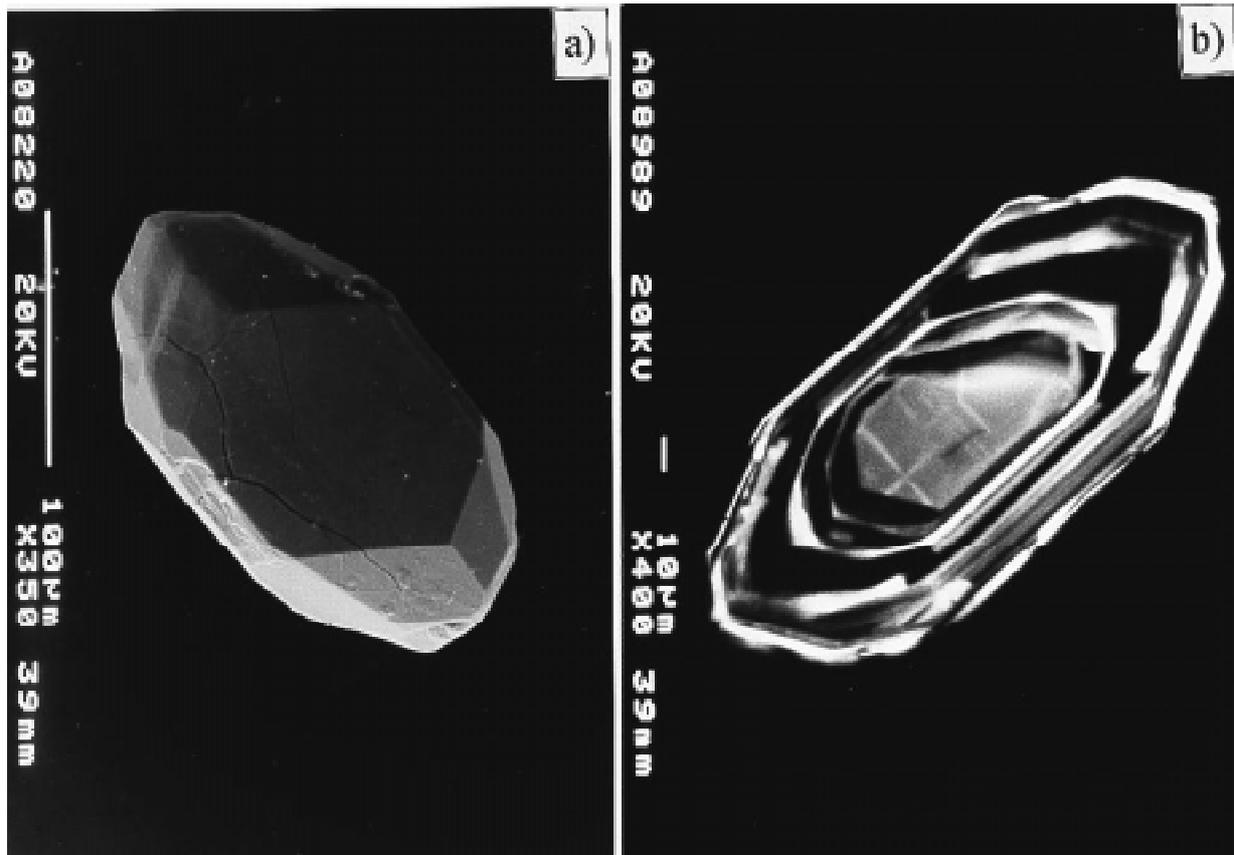


Abb. 4.5: a) REM-Aufnahme, b) KL-Bild jeweils eines Zirkons aus dem Schmalwasserstein-Gneis. c) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980). d) Häufigkeitsverteilung der korrigierten Meßwerte.

4.1.2.4 Steinbacher Augengneis (93010)

Die Zirkonpopulation ist bestimmt durch prismatische Kristalle von hellgelber bis bräunlicher Farbe bei einem vorherrschenden L/B-Verhältnis um 4, maximal 6. Häufig sind subaxiale Risse zu erkennen und vereinzelt kommen verzwillingte Kristalle vor. Dunkle punktförmige, seltener auch größere farblose Einschlüsse mit ovalen bis länglichen Formen treten auf. Eine morphologische Klassifikation ist oftmals schwierig, da die pyramidalen Enden und prismatischen Kanten der Kristalle meist etwas bis stark abgerundet sind (Abb. 4.6a). Gelegentlich ist eine Anwachsung von xenomorphem Zirkon zu erkennen. Es überwiegen die Morphotypen S18-19 und S24, was nach PUPIN (1980) für eine Bildungstemperatur von $800-850 \pm 50^\circ\text{C}$ spricht (Abb 4.6c). Neben Kristallen mit einer homogenen magmatischen Wachstumszonierung sind auch heterogen aufgebaute Körner vorhanden. Mittels KL ist in diesen Zirkonen ein innerer, teils abgerundeter, komplex oder auch magmatisch zonierter Bereich und ein äußerer, stets magmatisch zonierter Bereich nachzuweisen (Abb. 4.6b). Getrennt werden diese beiden, gleich hell lumineszierenden Bereiche durch eine stark lumineszierende Zone.

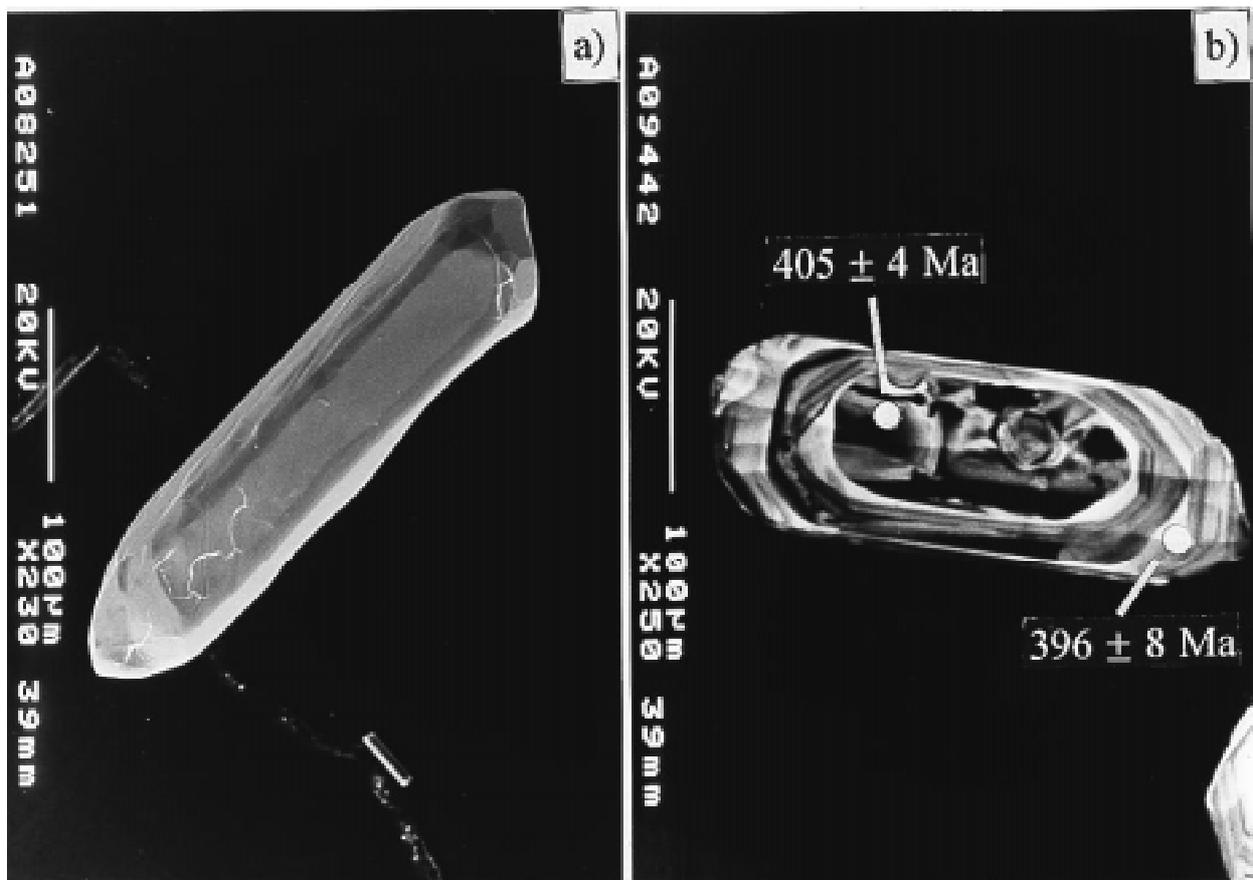


Abb. 4.6: a) REM-Aufnahme zeigt das typische Erscheinungsbild eines Zirkons aus dem Steinbacher Augengneis. b) KL-Bild eines an der SHRIMP gemessenen Zirkons (Punkt 8.1: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter 405 ± 4 Ma; Punkt 8.2: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter 396 ± 8 Ma). Auffällig ist eine schmale, stark lumineszierende Zone zwischen dem inneren, abgerundeten und dem äußeren, magmatisch zonierten Bereich.

Charakteristisch für die Zirkone aus dem Steinbacher Augengneis sind die ausnahmslos niedrigen $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse (Tab. 3D im Anhang). Für 6 Zirkone (T_{Eva} 1600-1615°C; T_{M} 1200-1230°C) ergab sich ein relativ großes Altersspektrum von 405.1 ± 1.0 Ma bis 391.9 ± 3.5 Ma, das mittlere Alter liegt bei 399.8 ± 3.9 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$). Dieses frühdevonische Alter wird als das Intrusionsalter des granitischen Protoliths interpretiert. Ein nahezu identisches Alter bei 398.5 ± 4.1 Ma (σ) ergibt sich über die Regressionsmethode. Die Häufigkeitsverteilung der insgesamt 673 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Isotopenverhältnisse, ist in Abb. 4.6d dargestellt. Für Zirkon 23 ergab sich - trotz keinerlei Auffälligkeit bei der Überprüfung mit α -Bromnaphthalin - ein Hinweis auf eine ererbte Komponente (Tab. 3D im Anhang). Im Verlauf der Messung (insgesamt 268 scans) verminderte sich das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis anfangs sehr stark und ging dann allmählich zu konstanteren Werten über. Zu Beginn der Messung (T_{M} 1220°C) ergab sich ein proterozoisches Alter von 704 ± 14 Ma und am Ende der Messung (T_{M} 1390°C) ein paläozoisches Alter bei 494 ± 9 Ma. Da der Zirkon in einem einmaligen Vorgang überdampft wurde, ist davon auszugehen, daß es sich bei beiden Alterswerten lediglich um Mischalter ohne geologische Signifikanz handelt.

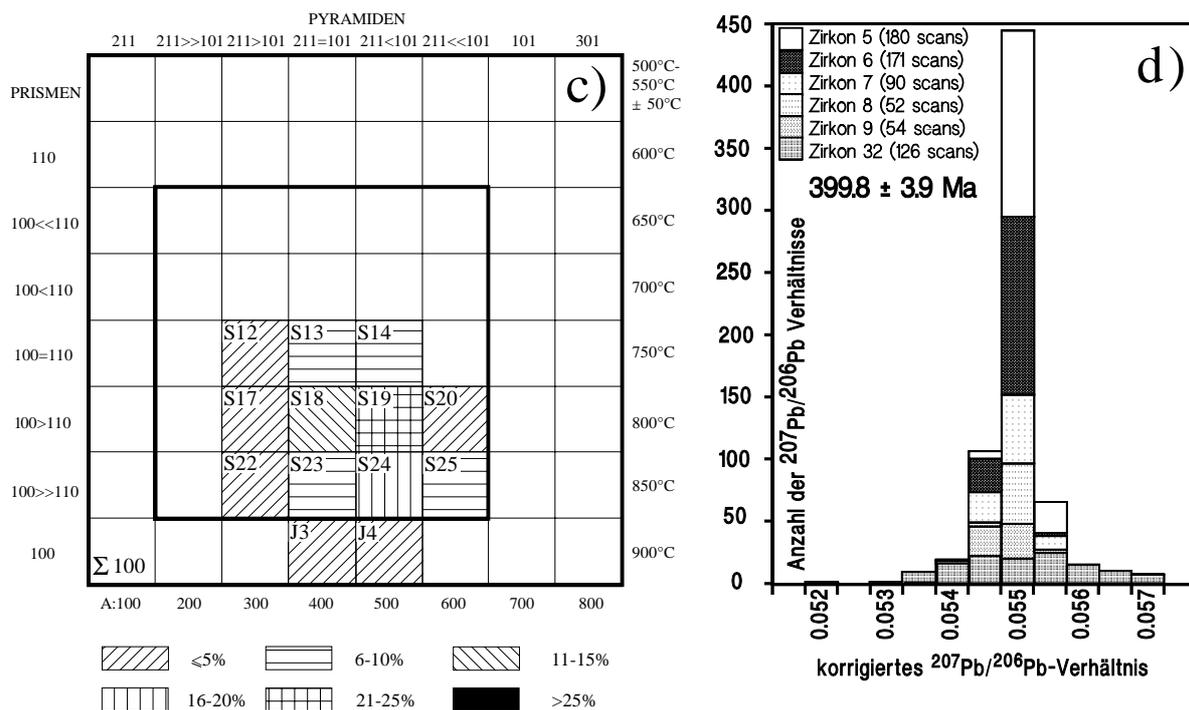


Abb. 4.6: c) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) für 100 Zirkone aus dem Steinbacher Augengneis. d) Verteilung der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten Pb-Isotopenverhältnisse.

U-Pb-Messungen an der SHRIMP II ergaben in den Einzelwerten zwar leicht höhere Alter (Tab. 7B im Anhang), der gewichtete Mittelwert zeigt innerhalb der Fehlergrenzen jedoch eine gute Übereinstim-

mung mit den Evaporationsdaten. Meist wurden beide Bereiche der Zirkone (siehe oben) analysiert. Nur in einem Fall ergab sich ein proterozoisches Alter (Abb. 4.6e, spot 1.2), alle anderen Meßpunkte ergaben silurische/devonische, innerhalb der Fehlergrenzen konkordante Alterswerte. Die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse streuen über einen relativ breiten Bereich, die Analyse mit dem höchsten U-Gehalt (1.1: 1176ppm) ist offensichtlich ein Ausreißer; das berechnete $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter zu hoch. Auch die Analysen 4.3 und 3.1 müssen von der Mittelwertbildung ausgeschlossen werden. Für die verbleibenden 11 Analysen ergibt sich ein gewichtetes Mittel im radiogenen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis bei 0.06522 ± 30 (σ), entsprechend einem Alter von 407.3 ± 5.1 Ma.

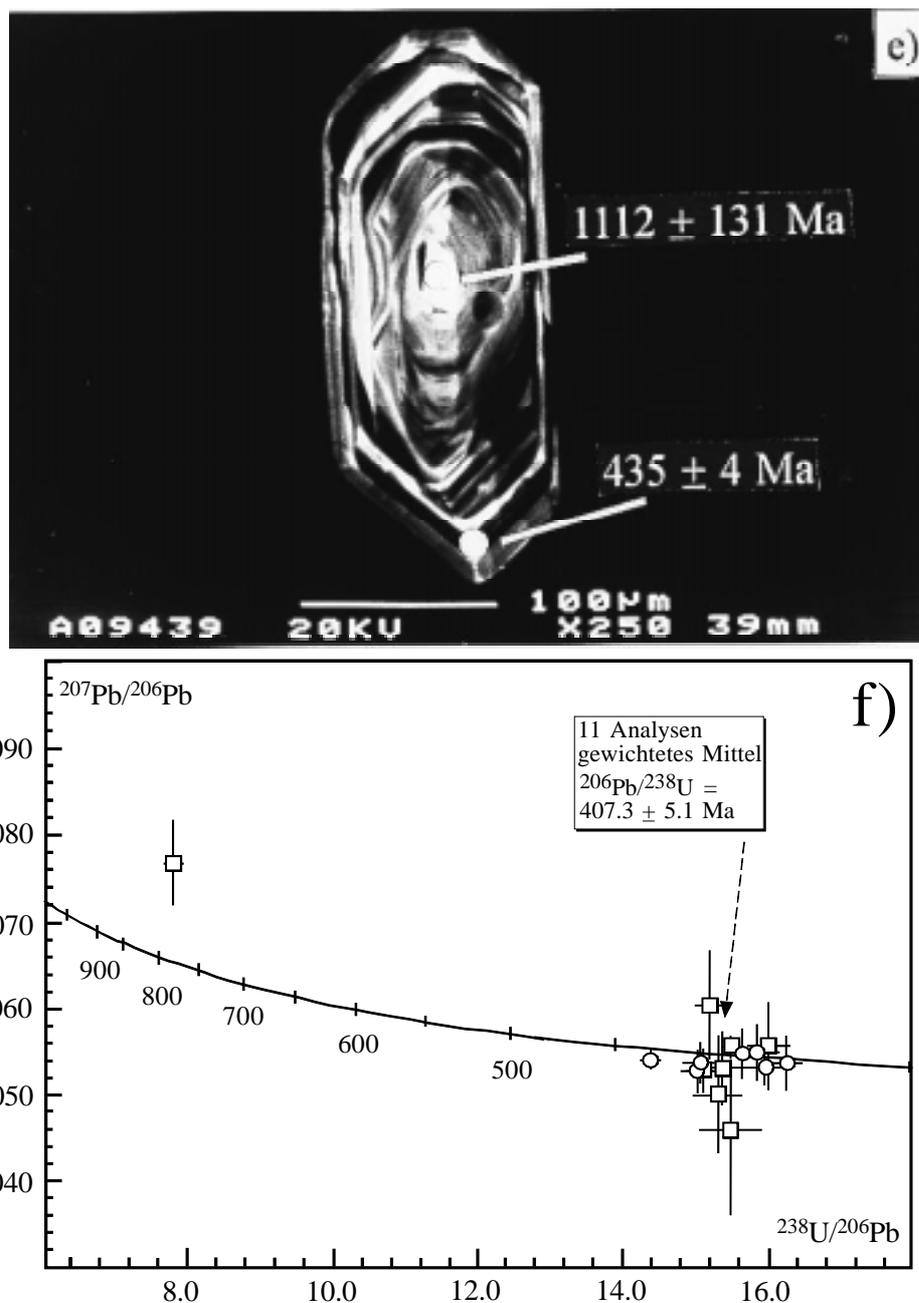


Abb. 4.6: e) KL-Aufnahme eines an der SHRIMP analysierten Zirkons (Punkt 1.1: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter 435 ± 4 Ma; Punkt 1.2 mit diskordanten Isotopenverhältnissen, für die nur ein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Mindestalter von 1112 ± 131 Ma berechnet werden kann). f) Tera-Wasserburg Diagramm, Quadrate kennzeichnen zentrale Meßpunkte, Kreise randliche Meßpunkte; externe Reproduzierbarkeit beträgt 0.35%.

4.1.2.5 Heißes-Gneis (96007)

Die Zirkonfraktion erscheint homogen mit ausschließlich prismatischen, jedoch häufig zerbrochenen, gelblich-bräunlichroten Kristallen mit einem L/B-Verhältnis meist um 4. Neben scharfkantigen, klaren und einschlußarmen Zirkonen sind auch leicht kantengerundete, klare oder durch zahlreiche Risse und Einschlüsse getrübte Zirkone vorhanden. Untergeordnet wurden xenomorphe, flache oder rundlich-diskenförmige Kristalle beobachtet. Meist sind zwei Arten von Einschlüssen, farblose mit rundlichen oder ausgelängten Formen sowie dunkle punktförmige, in den Kristallen zu erkennen. In ihren äußeren Formen zeigen die Zirkone keine Bevorzugung einer Prismen- oder Pyramidenfläche, Abb. 4.7a, die Kristalle lassen sich im Klassifikationsdiagramm nach PUPIN (1980) mehrheitlich den Morphotypen S8-S13-S18 zuordnen, was auf eine Bildungstemperatur von $700-800 \pm 50^\circ\text{C}$ hindeutet (Abb. 4.7c). Während einige Zirkone eine magmatische Internstruktur aufweisen (Abb. 4.7b), spiegeln andere Kristalle eine komplexe Struktur wider. Die magmatische Zonierung des Kernbereichs erscheint an den Enden dann abgerundet und von der äußeren Zone, die eine mit dem Kernbereich vergleichbare kristallographische Orientierung zeigt, durch eine schmale diffuse Zone getrennt.

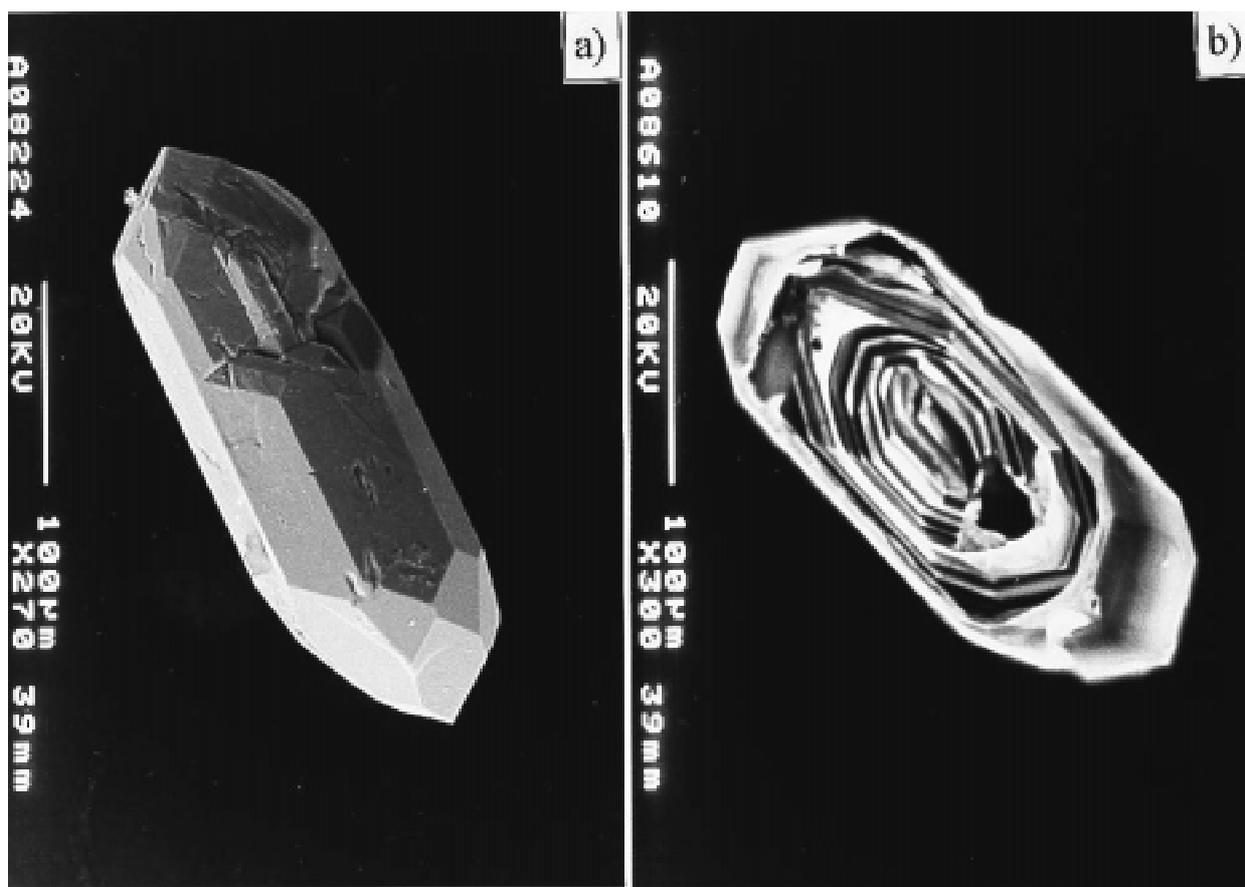


Abb. 4.7: a) REM-Aufnahme eines Zirkons aus dem Heißes-Gneis. Beide Pyramiden- und Prismenflächen sind etwa gleich ausgeprägt. b) KL-Bild eines Zirkons, für den ein reliktscher Kern zu vermuten ist.

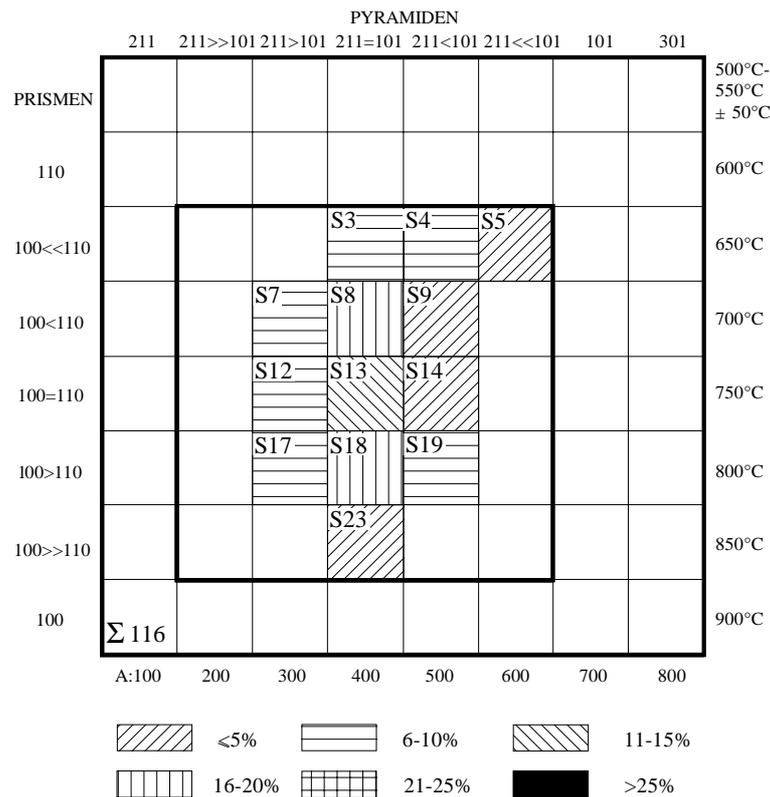


Abb. 4.7: c) Lage der Zirkone aus dem Heßles-Gneis im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980).

Die Einzelwerte der 8 Zirkonanalysen vom Heßles-Gneis (T_{Eva} 1600-1612°C; T_{M} 1200 bzw. 1220°C) variieren zwischen 402.3 ± 6.4 Ma und 291.0 ± 3.2 Ma (Tab. 3E im Anhang), eine Mittelwertbildung ist nicht möglich. Da auch der Versuch scheitert, die gemessenen Isotopenwerte über eine Regressionsgerade zu korrelieren, kann davon ausgegangen werden, daß in einigen oder auch in allen der evaporierten Zirkone ererbte Kerne vorhanden waren.

Bei den Ergebnissen für den Heßles-Gneis fällt auf, daß mehrfach oder einzeln diejenigen Alterswerte vertreten sind, die für wenigstens 3 der insgesamt 5 magmatischen Ereignisse im RK ermittelt wurden (siehe unten). Die Zirkone 3, 10 und 7 erbrachten prävariszische, frühdevonische Alter um 400 Ma, wie sie an anderen Granitoiden des Zentralen Kristallins mehrfach bestimmt wurden. Es kann also sein, daß diese Zirkone den Zeitpunkt der Platznahme des Heßles-Gneis-Protoliths dokumentieren. Dagegen könnten die Zirkone 8, 2 und vielleicht auch 6 im Zuge der metamorphen Überprägung des Zentralen Kristallins um 340 Ma entstanden sein (siehe unten). Die Zirkone 5 und 1 wurden möglicherweise im Zusammenhang mit dem spätvariszischen magmatischen Zyklus um 300 Ma (siehe unten) gebildet. Dies erscheint insofern möglich, da die Probe (97006) in unmittelbarer Nähe vom Brotterode-Diorit genommen wurde. Obwohl eine Zuordnung der Alter der Zirkone 8, 2, 6, 5 und 1 zu geologischen Ereignissen im RK prinzipiell möglich ist, könnte es sich bei diesen Alterswerten auch um Mischalter

handeln. Ferner kann nicht ausgeschlossen werden, daß die genannten Zirkone durch die regionale- bzw. kontaktmetamorphe Überprägung von Pb-Verlust betroffen waren. Da von den evaporierten Kristallen keine KL-Aufnahmen vorliegen, kann über diesen Zusammenhang nur spekuliert werden.

4.1.2.6 metablastischer Biotit-Plagioklas-Gneis (97006)

Gneisanteil - Die Mehrzahl der Zirkone sind klar, stark glänzend, scharfkantig, gelblich bis leicht bräunlich gefärbt und haben eine glatte Oberfläche. Das vorrangige L/B-Verhältnis liegt bei 2-3, Einschlüsse sind dunkel und punktförmig oder farblos oval-länglich. Ein auffälliges Merkmal ist die Dominanz der {211}- und {100}-Flächen. Die am häufigsten vorkommenden Morphotypen sind S16-18 und S21 (Abb. 4.8a) woraus auf eine Kristallisationstemperatur von $800-850 \pm 50^\circ\text{C}$ geschlossen werden kann (Abb. 4.8c). Eine Klassifikation für die wenigen elliptisch-rundlich geformten, stark kantengerundeten Zirkone (Abb. 4.8b) ist nicht möglich. Gelegentlich sind kantengerundete Individuen mit einer, vor allem im Bereich der Pyramidenflächen leicht angelöst erscheinenden Oberfläche zu beobachten. Vermutlich im Zuge der Deformationsvorgänge bei der Vergneisung des Ausgangsgesteins sind einige Kristalle zerbrochen, verheilt oder zeigen partiell Anwachsungen von Zirkon. KL-Aufnahmen belegen in vielen Fällen die Anwesenheit von ererbten Zirkonfragmenten (Abb. 4.8d).

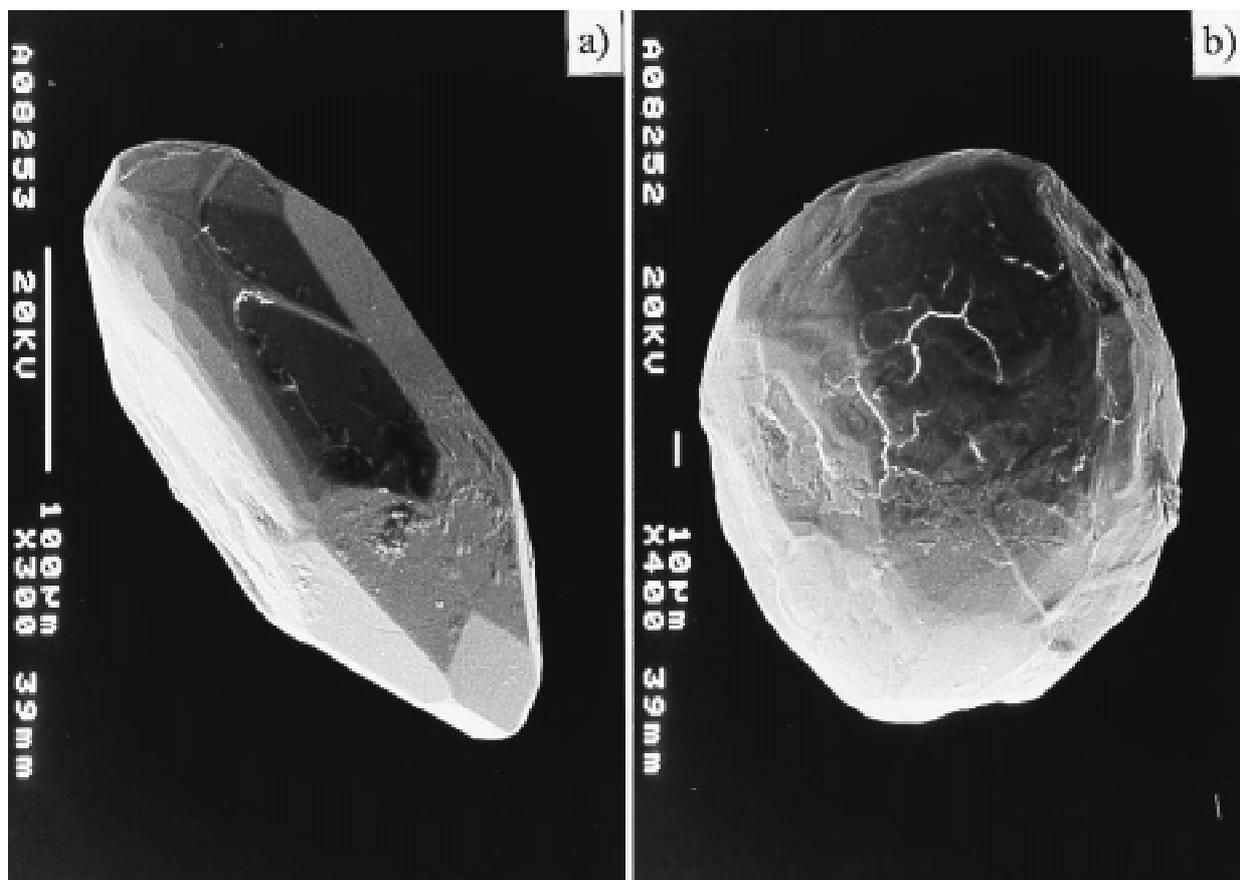


Abb. 4.8: a) REM-Aufnahme eines prismatischen, b) eines rundlichen (Zirkon 12 in Tabelle 3F im Anhang) Zirkons aus dem metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneis.

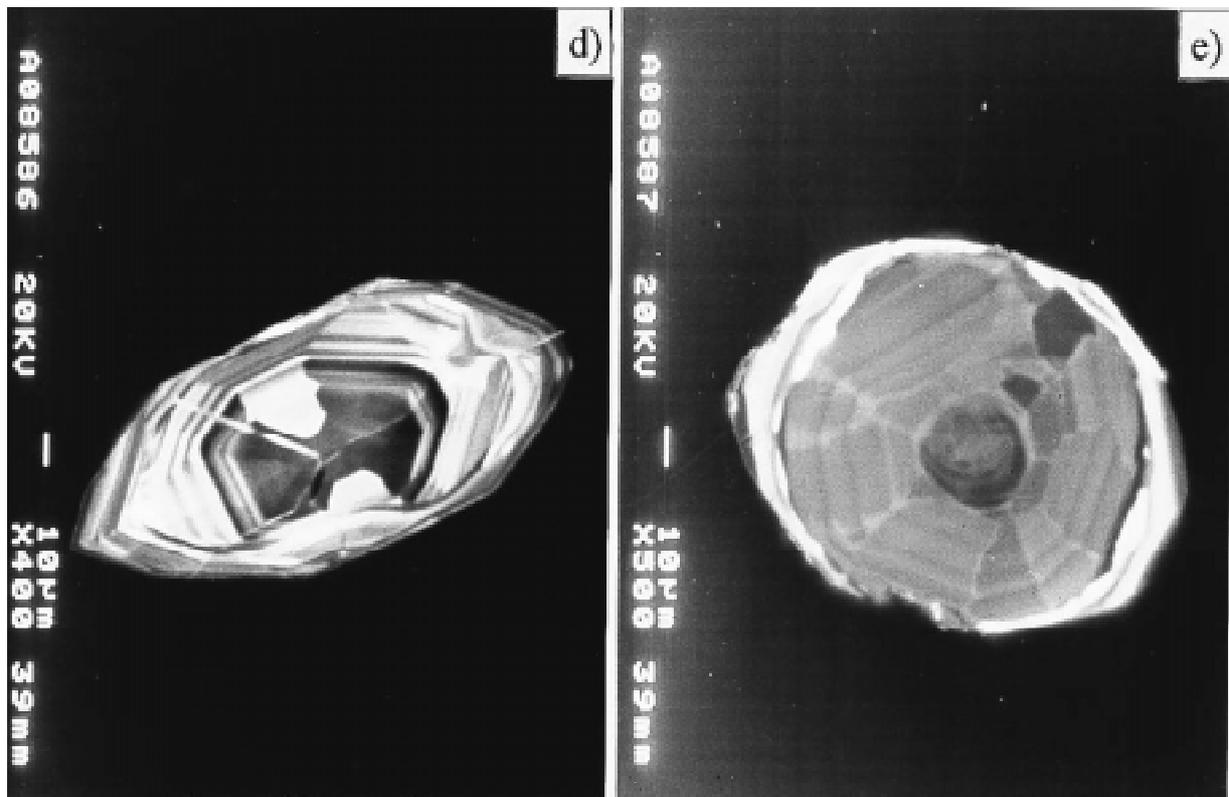
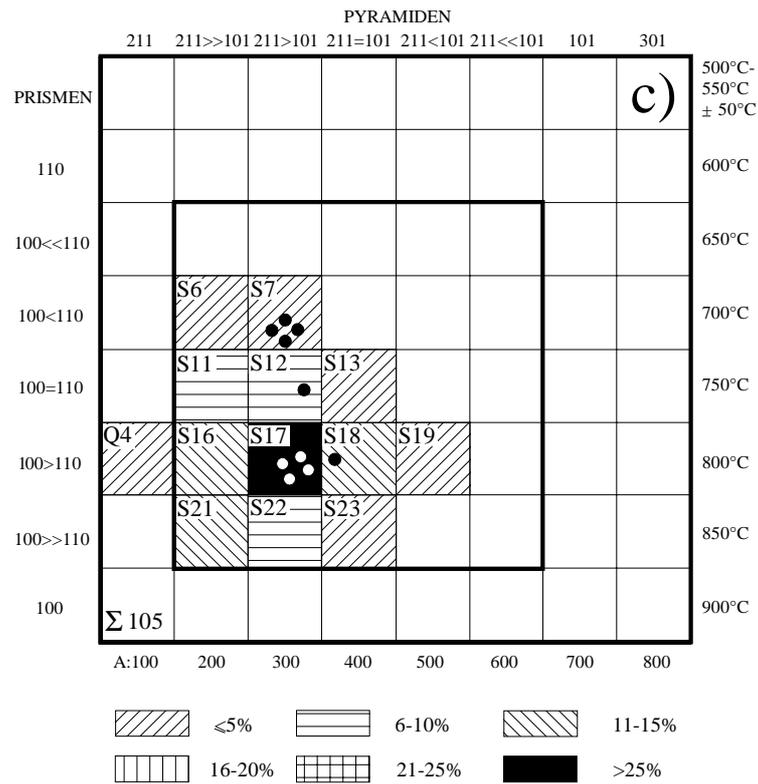


Abb. 4.8: c) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) für die Zirkone aus dem Gneisanteil des metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneises. Morphologien von Zirkonen aus dem Restanteil sind mit Punkten dargestellt. d) Die KL-Aufnahme eines prismatischen Zirkons zeigt, daß die Zonierung des vermutlich älteren, ererbten Zirkonfragmentes von einem jüngeren, magmatisch zonierten Saum abgeschnitten wird. e) KL-Bild eines runden Zirkons mit Sektorzonierung und auffälliger äußerer stark lumineszierender Hülle.

Die Alterswerte der 12 evaporierten Zirkone (T_{Eva} 1600-1620°C; T_{M} 1150-1230°C) weisen sehr große Schwankungen auf (Tab. 3F im Anhang). Die höchsten Alter wurden an den rundlich geformten Zirkonen 9, 11 und 12 (505.9 ± 2.6 Ma, 601.8 ± 3.4 Ma und 2537.5 ± 1.0 Ma) ermittelt; sie sind vermutlich ererbte Kristalle und weisen vielleicht auf gesteinsbildende Prozesse im ehemaligen Liefergebiet hin. Sehr große Altersunterschiede waren auch bei den prismatischen Zirkonen aus dem Gneisanteil festzustellen. Die Datenpunkte der jeweils unkorrigierten Pb-Verhältnisse definieren keine Regressionsgerade(n), und es ist zu vermuten, daß die einzelnen Alterswerte lediglich Mischalter sind. Ähnlich wie beim Heßles-Gneis treten auch hier mehrfach Alterswerte um 400 und um 300 Ma auf, die möglicherweise das Bildungsalter des Gneises und einen spätvariszischen, magmatischen Einfluß widerspiegeln. Ohne punktauflösende U-Pb-Analysen können darüber jedoch nur Vermutungen angestellt werden.

Restitanteil - Ebenso wie im Gneisanteil sind rundlich geformte und prismatische Zirkone vorhanden. Abbildung 4.8c zeigt, daß die Morphotypen der prismatischen Kristalle vom Restitanteil identisch sind mit denen vom Gneisanteil. Weitere Gemeinsamkeiten sind die stark schwankenden Alterswerte der prismatischen Zirkone (416.8 ± 8.6 Ma bis 305.2 ± 3.4 Ma) und das hohe Alter des rundlich geformten Zirkons (549.8 ± 2.2 Ma), Tab. 3F im Anhang. Diese Übereinstimmungen könnten Hinweise darauf sein, daß bei der mechanischen Aufbereitung im Labor das Gneismaterial eventuell nicht vollständig vom Restit und umgekehrt abgetrennt werden konnte und im Restitanteil ursprünglich vielleicht gar keine Zirkone vorhanden waren.

4.1.2.7 Fiederspaltenerfüllung im Liebensteiner Gneis (97005)

Auf Grund der geringen Probenmenge konnten nur wenige Zirkone separiert werden. Die Kristalle sind prismatisch mit einem L/B-Verhältnis von maximal 5; sie sind gelegentlich parallel c verzwillingt, meist leicht bis stärker kantengerundet und weisen eine stark narbige, zerklüftete Oberfläche auf. Der Eindruck, daß einige Zirkone aus mehreren kleineren Individuen bestehen (Abb. 4.9a), bestätigt sich nicht im KL-Bild; hier ergeben sich einheitliche magmatische Internstrukturen. Das Farbspektrum der Kristalle reicht von weißlich über rötlich-gelb bis hin zu bräunlich. Äußerlich bzw. auf Rissen liegt oft rötliches Hämatit auf. Einschlüsse sind dunkel und xenomorph oder farblos und länglich. Die {110}-Prismenflächen dominieren, beide Pyramidenflächen sind gleich ausgeprägt (Abb. 4.9b).

Die Ergebnisse der 5 Zirkonmessungen (T_{Eva} 1602-1612°C; T_{M} 1200 bzw. 1220°C) umspannen ein sehr großes Zeitintervall von 434.4 ± 3.1 Ma bis 409.7 ± 4.4 Ma und der gemittelte Alterswert von 419.7 ± 9.1 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) ist dementsprechend mit einem großen Fehler behaftet (Tab. 3G im Anhang). Abbildung 4.9c zeigt für die insgesamt 402 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse eine normale Gauß'sche Verteilungskurve. Der mittlere Alterswert bei 419.7 ± 9.1 Ma stimmt innerhalb der Fehlergrenzen mit dem Intrusionssalter des Liebensteiner Gneises (413.4 ± 3.4 Ma) überein. Da die Zirkone in ihren äußeren Formen

ebenfalls vergleichbar sind, liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei den Zirkonen aus der Fiederspalte um Kristalle handelt, die aus dem Liebensteiner Gneis assimiliert wurden. Auf Grund des Fehlens von Überwachungen und jüngerer Alter in dieser Probe kann davon ausgegangen werden, daß es in dieser Schmelze zu keinem neuen Zirkonwachstum gekommen ist.

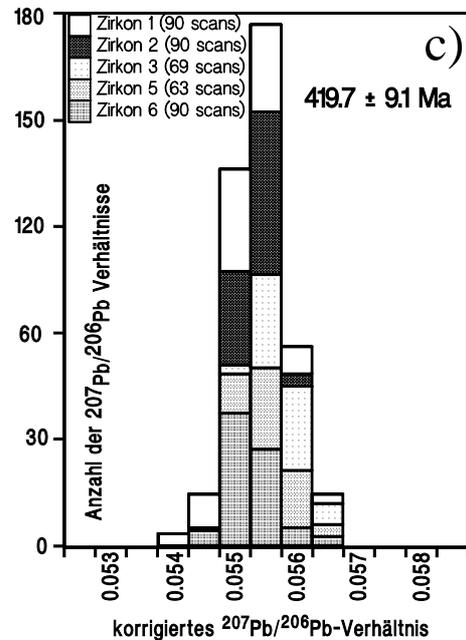
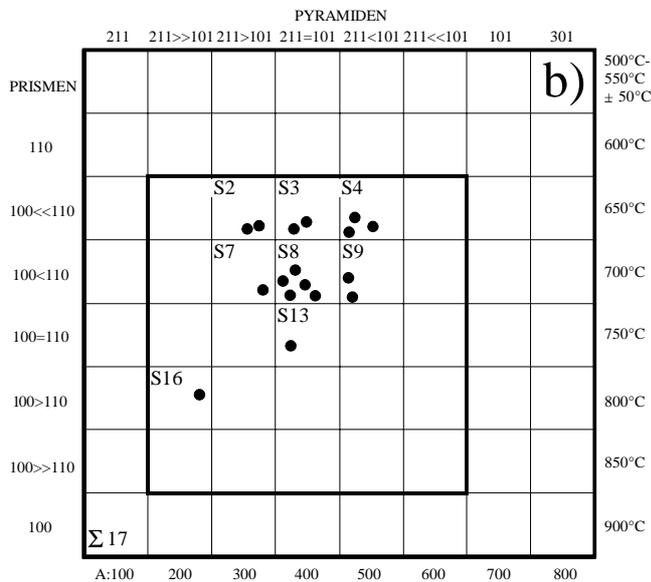
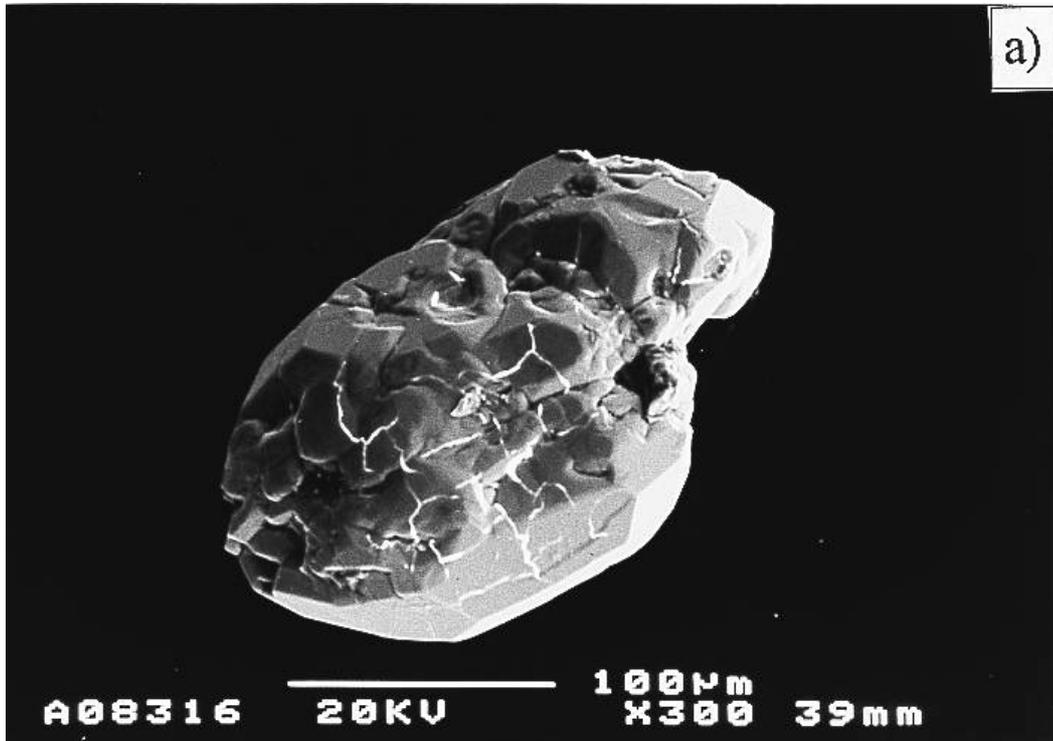


Abb. 4.9: a) REM-Aufnahme eines Zirkons mit stark zerklüfteter Oberfläche wie sie häufig an den Zirkonen der Fiederspalte im Liebensteiner Gneis zu beobachten ist. b) Die Punkte geben die Lage der 17 Zirkone im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) an. c) Histogramm der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten Meßwerte.

4.2 Variszische Granitoide

Die Zirkone aus dem Thüringer Hauptgranit belegen ein drittes magmatisches Ereignis im RK während des frühen Karbons. Nahezu identische Altersdaten erbrachten auch die Zirkone aus einem granitischen Gang (II) und dem Schriftgranit, beide aus der Brotterode-Formation. Dagegen kann wegen der stark streuenden Zirkonalter über die wahre Altersstellung eines synmigmatitischen Gangs (I) in der Brotterode-Formation, der grobkristallinen Schliere im Liebensteiner Gneis und des Katzenstein-Granits nur spekuliert werden. Daß das in diesen Granitoiden vereinzelt oder mehrfach auftretende Zirkonalter von ~340 Ma, das mit der metamorphen Überprägung im RK und auch in anderen Bereichen der MDKZ korrelierbar ist, zufällig erzielt wurde erscheint unwahrscheinlich.

4.2.1 Thüringer Hauptgranit vom Trockenberg im Ruhlaer Kristallin (96001)

Es liegt eine homogene Zirkonfraktion vor in der etwa die Hälfte der Kristalle klar, hellgelb bis leicht bräunlich gefärbt, scharfkantig und glattflächig sind und ein durchschnittliches L/B-Verhältnis von 3 bis maximal 4 aufweisen (Abb. 4.10a). Das L/B-Verhältnis der übrigen Zirkone ist ähnlich, sie sind aber leicht kantengerundet und die rauhen Kristallflächen (Abb. 4.10b) verleihen ihnen ein leicht trübes Aussehen. Die Zirkone beider Gruppen lassen sich mehrheitlich den Morphotypen S18-19 und S24 zuordnen, was eine Intrusionstemperatur bei $800-850 \pm 50^\circ\text{C}$ wahrscheinlich macht, Abb. 4.10c. Die Einschlüsse sind meist dunkel und punktförmig, selten farblos und von ovaler bis rundlicher Form. Feine Risse sind häufig mit rötlichem, dichtem Material belegt, bei dem es sich vermutlich um Hämatit handelt. KL-Aufnahmen zeigen für die meisten Kristalle eine magmatische Wachstums- oder Sektorzonierung. Im zentralen Bereich ist dabei die Lumineszenz stärker, zum Rand hin nimmt sie kontinuierlich ab. In wenigen Fällen schneiden nicht lumineszierende, im BSE-Bild helle und unzoniert auftretende Bereiche die magmatische Zonierung ab (Abb. 4.10e).

Die am Massenspektrometer analysierten 6 Zirkone ($T_{\text{Eva}} 1600^\circ\text{C}$; T_{M} zwischen 1225 und 1240°C) ergeben ein Altersspektrum zwischen 345.6 ± 4.3 Ma und 331.6 ± 2.0 Ma, der Mittelwert liegt bei 337.3 ± 3.9 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$), Tab. 4A im Anhang. Abbildung 4.10d zeigt das Histogramm der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Das frühkarbonische Alter bestätigt sich mit 338.4 ± 4.1 Ma (σ) über die Regressionsgerade.

U-Pb-Messungen an der SHRIMP II ergaben, daß die strukturlosen Überwachungen im Vergleich zu den magmatisch zonierten Bereichen stets hohe U-Gehalte aufweisen, ein altersmäßiger Unterschied jedoch nicht besteht (Tab. 7D im Anhang). Möglicherweise haben sich die Überwachungen in einer Phase der Intrusion gebildet, in der die Schmelze reich an zirkulierenden Fluiden war. Die meisten der gemessenen Isotopenzusammensetzungen sind innerhalb der Fehlergrenzen konkordant (Abb. 4.10f). Das gewichtete Mittel (Analyse 5.1 wurde verworfen) der $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse liegt bei 0.05572 ± 22 (σ) was einem Alter von 349.6 ± 3.7 Ma (95% confidence) entspricht. Das U/Pb-Alter ist damit signifikant höher als das mit der Evaporationsmethode bestimmte mittlere Pb/Pb-Alter (337.3 ± 3.9 Ma). Es

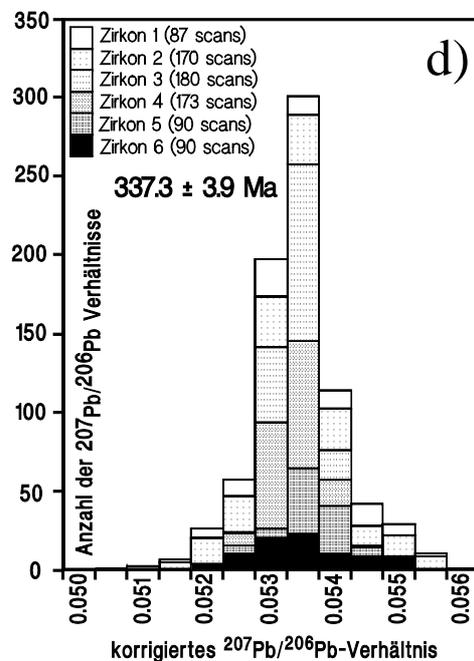
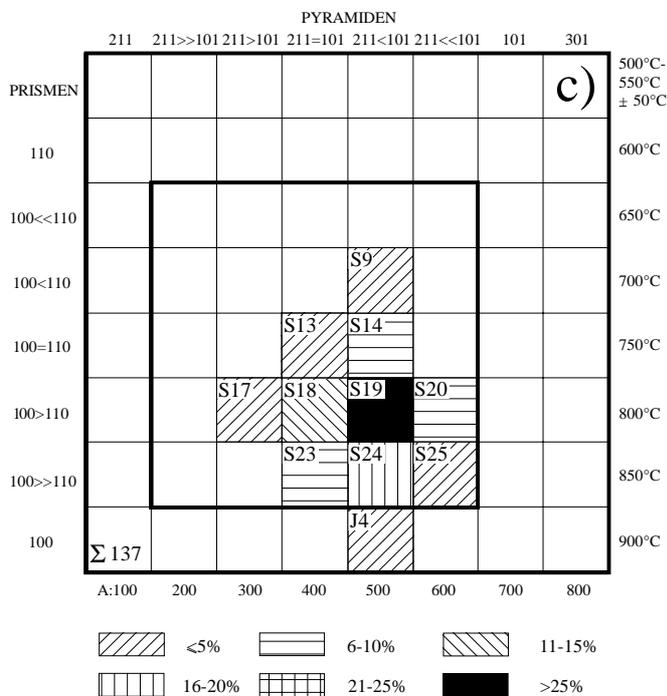
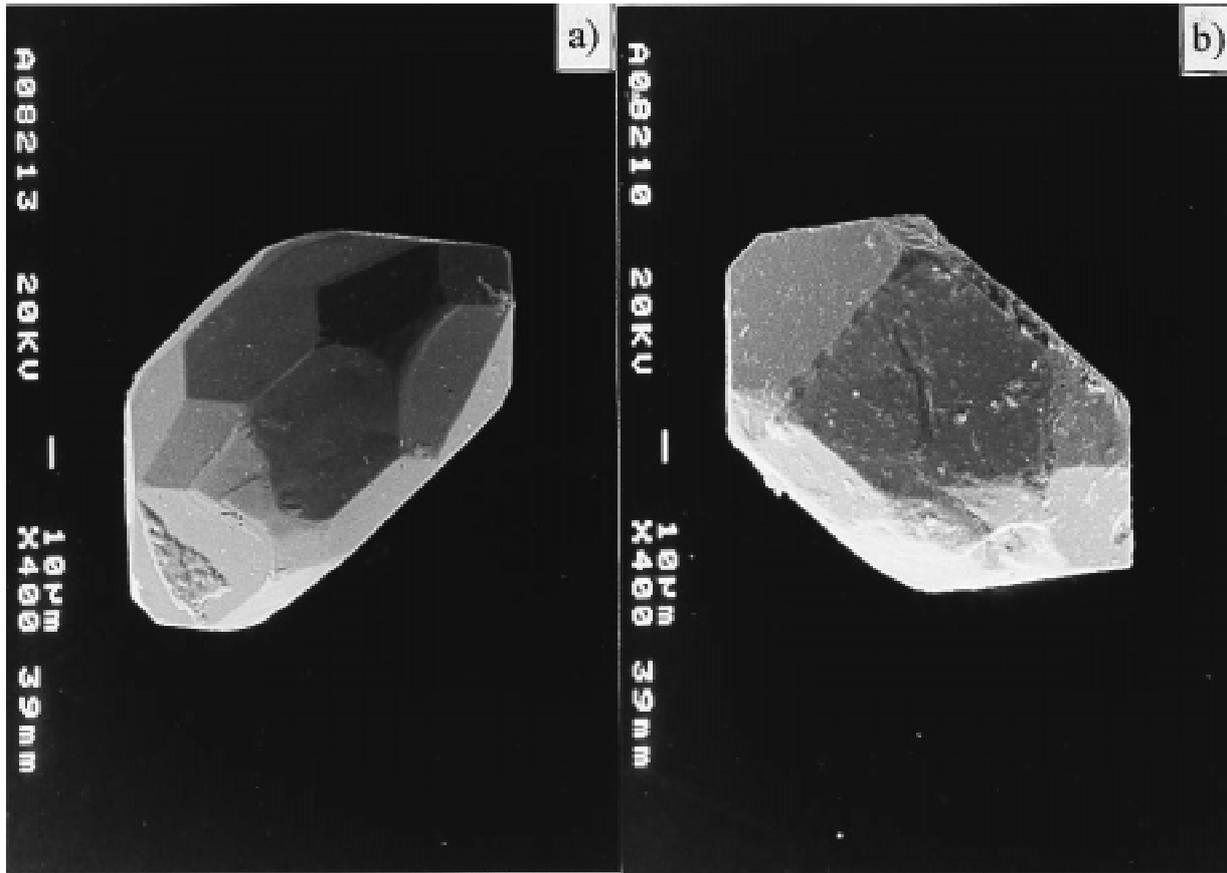


Abb. 4.10: REM-Aufnahmen zweier Zirkone wie sie typisch sind für den Thüringer Hauptgranit im RK: a) scharfkantiger und glattflächiger Zirkon, b) Zirkon mit rauher Oberfläche. c) Lage der Zirkone aus dem Thüringer Hauptgranit (RK) im Klassifikationsdiagramm nach PUPIN (1980). d) Häufigkeitsverteilung der korrigierten Isotopenverhältnisse.

kann nicht ausgeschlossen werden, daß bei den evaporierten Zirkonen kleinste Einschlüsse mit überdampft wurden und zu einer Verfälschung des Alters geführt haben. Zirkon 5 (Tab. 4A im Anhang) hat im Vergleich zu den übrigen Zirkonen das niedrigste $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis und sein Alter von 345.6 ± 4.3 Ma ist somit besser bestimmt; es ist innerhalb der Fehlergrenzen identisch mit dem U/Pb-Alter. Das Intrusionsdatum ist konsistent mit dem von ZEH et al. (1997) ermittelten Ar/Ar-Biotit-Alter bei 334 ± 3 Ma aus der gleichen Probe, die Abkühlung des Granitkörpers unter 300°C fand also ca. 15 Ma nach der Intrusion statt.

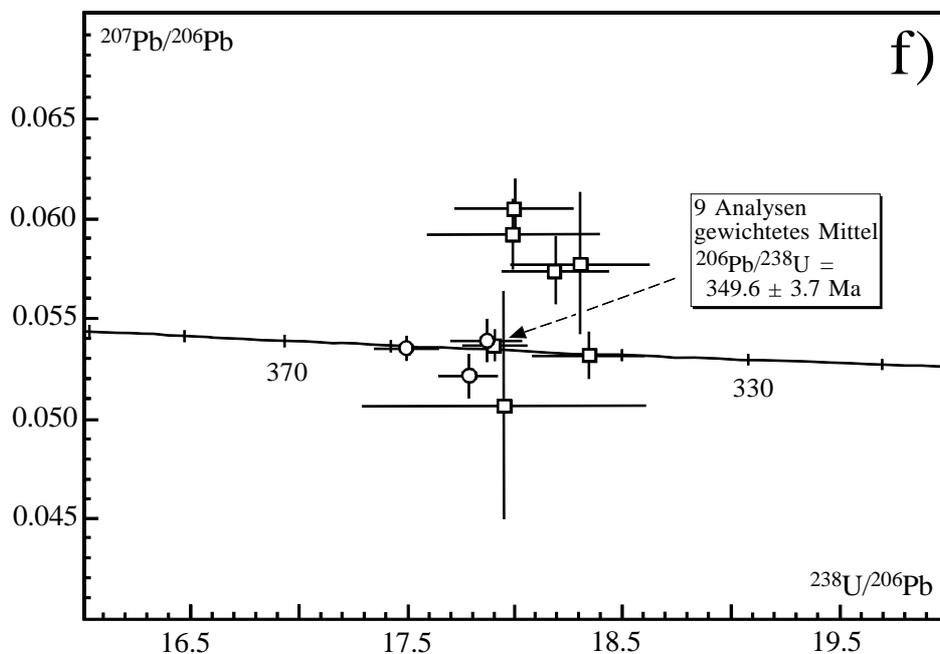
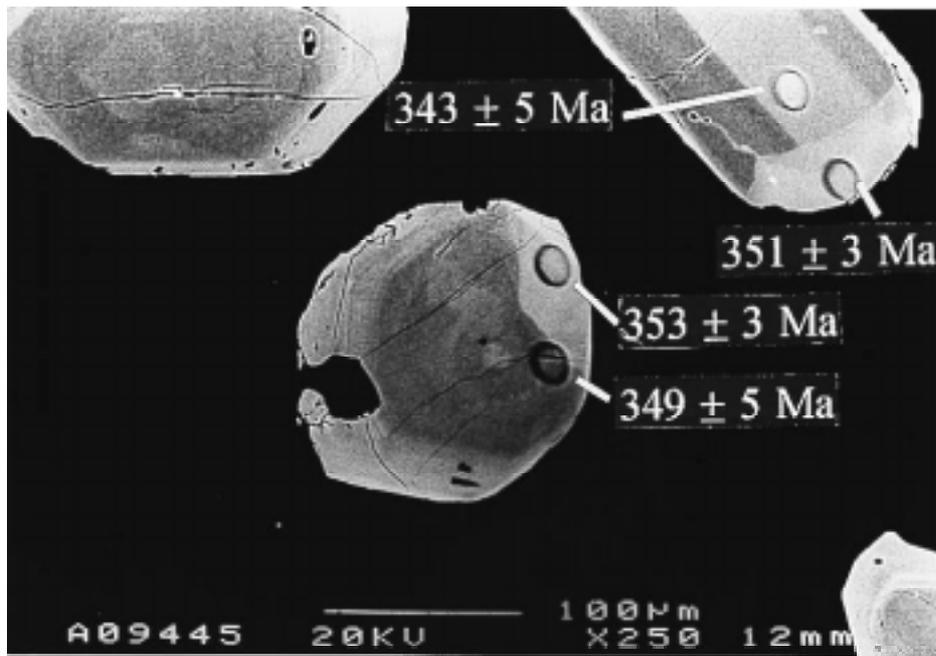


Abb. 4.10: e) BSE-Bild der an der SHRIMP analysierten Zirkone 1 (Punkt 1.1: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter 343 ± 5 Ma; Punkt 1.2: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter 351 ± 3 Ma) und 4 (Punkt 4.1: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter 349 ± 5 Ma; Punkt 4.2: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter 353 ± 3 Ma). f) Tera-Wasserburg-Diagramm mit den SHRIMP-Daten der Punktanalysen (Kreise: strukturlose Überwachungen, Quadrate: magmatisch zonierte Bereiche). Die externe Reproduzierbarkeit für die Konzentrationsanalysen beträgt 0.26%, die Fehlerbalken geben $\pm 1 \sigma$ an.

4.2.2 Thüringer Hauptgranit von Vesser (96008)

Da der Thüringer Hauptgranit größtenteils von permo-karbonischen und mesozoischen Sedimenten bedeckt ist, sind die Aufschlußverhältnisse spärlich und seine tatsächlichen Ausmaße dem Kartenbild nicht zu entnehmen. Dabei ist er möglicherweise der größte Intrusionskörper im Bereich der MDKZ, seine NW-SE-Erstreckung beträgt ca. 35 km und seine erbohrte N-S-Erstreckung zwischen Gotha und Eisfeld ca. 65 km (ZEH et al. 1998). Während es durch die Intrusion des Thüringer Hauptgranits am W-Rand der Vesser-Zone zur Ausbildung einer etwa 500-1000 m breiten Kontaktaureole kam (BANKWITZ & KÄMMEL 1957; BANKWITZ & BAU 1997), ist am Ostrand des RK keine kontaktmetamorphe Überprägung zu erkennen. Dies ergibt sich daraus, daß in der Brotterode-Formation der Metamorphosegrad der präintrusiven Regionalmetamorphose sehr hoch war und die Kontaktverhältnisse zur Truse-Formation auf Grund von post-intrusiven Bewegungen entlang des Westthüringer Quersprungs gestört sind (ZEH et al. 1998). BANKWITZ & BAU (1997) zeigten, daß der Thüringer Hauptgranit die Vesser-Aureole in Form von zahlreichen, NNE-SSW gerichteten, steil einfallenden, kontaktparallelen lit-par-lit intrudierten Apophysen durchzieht. Die dafür notwendige regionale WNW-ESE-Dehnung ist im Ergebnis mikroskopischer und petrologischer Untersuchungen an Gesteinen der Vesser-Aureole nachzuweisen (ZEH et al. 1998).

Wie in der Probe vom Thüringer Hauptgranit aus dem RK sind auch in der Probe von Vesser ausschließlich prismatische Zirkone mit einem L/B-Verhältnis um 3-4 bis maximal 7 vorhanden. Die Mehrzahl der Kristalle ist scharfkantig aber nur selten klar und meist von unzähligen Rissen durchzogen. Auf diesen Rissen und äußerlich liegt oft etwas Hämatit, das den ansonsten hellgelb gefärbten Zirkonen eine rötliche Farbe verleiht. Im Gegensatz zu den Zirkonen aus dem Thüringer Hauptgranit im RK sind diese Zirkone größer und der Schwerpunkt liegt bei den Morphotypen S17, S22-23 (Abb. 4.11b). Dies bedeutet geringere Werte für die Alkalinität des Magmas aber eine identische Intrusionstemperatur. KL-Untersuchungen belegen für die Zirkone ein gleichmäßiges magmatisches Wachstum bei - im Vergleich zu den Zirkonen vom Trockenberg - schwacher Lumineszenz (Abb. 4.11a).

Die nur geringe Anzahl von Einzelzirkonanalysen für diese Probe ist darin begründet, daß lediglich ein Vergleich zum Thüringer Hauptgranit im RK durchgeführt werden sollte. Die Altersdaten (Tab. 4B im Anhang; T_{Eva} 1600 bzw. 1605°C; T_M zwischen 1200 und 1233°C) liegen in einem engen Zeitintervall zwischen 342.2 ± 33.1 Ma und 332.8 ± 8.5 Ma. Der große Fehler des erstgenannten Alterswertes ist auf den geringen Ionenstrom und die geringe Anzahl der gemessenen Verhältnisse zurückzuführen. Der mittlere Alterswert liegt bei 336.9 ± 5.6 Ma ($2\sigma_{mean}$) und ist identisch mit dem Ergebnis der Einzelzirkonmessungen des Thüringer Hauptgranits im RK. Das Alter bestätigt sich über die Regressionsmethode mit 338.9 ± 3.1 Ma (σ). Die insgesamt 195 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse ergeben eine gleichmäßige Gauß'sche Verteilungskurve (Abb. 4.11c). Die sehr gute Übereinstimmung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alterswerte für die beiden Proben des Thüringer Hauptgranits legt die Schlußfolgerung nahe, daß es sich um eine

einheitliche Intrusion oder eine Sequenz von Intrusionen in kurzer zeitlicher Folge handelt. Die Zirkonalter in beiden Gesteinen sind konsistent mit Ar/Ar- und K/Ar-Biotitaltern um 330 Ma, die von GOLL (1996), FRIEDRICHS et al. (1997) und ZEH et al. (1997) an verschiedenen Stellen des Thüringer Hauptgranits (Ruhla, Ilmenau) bestimmt wurden.

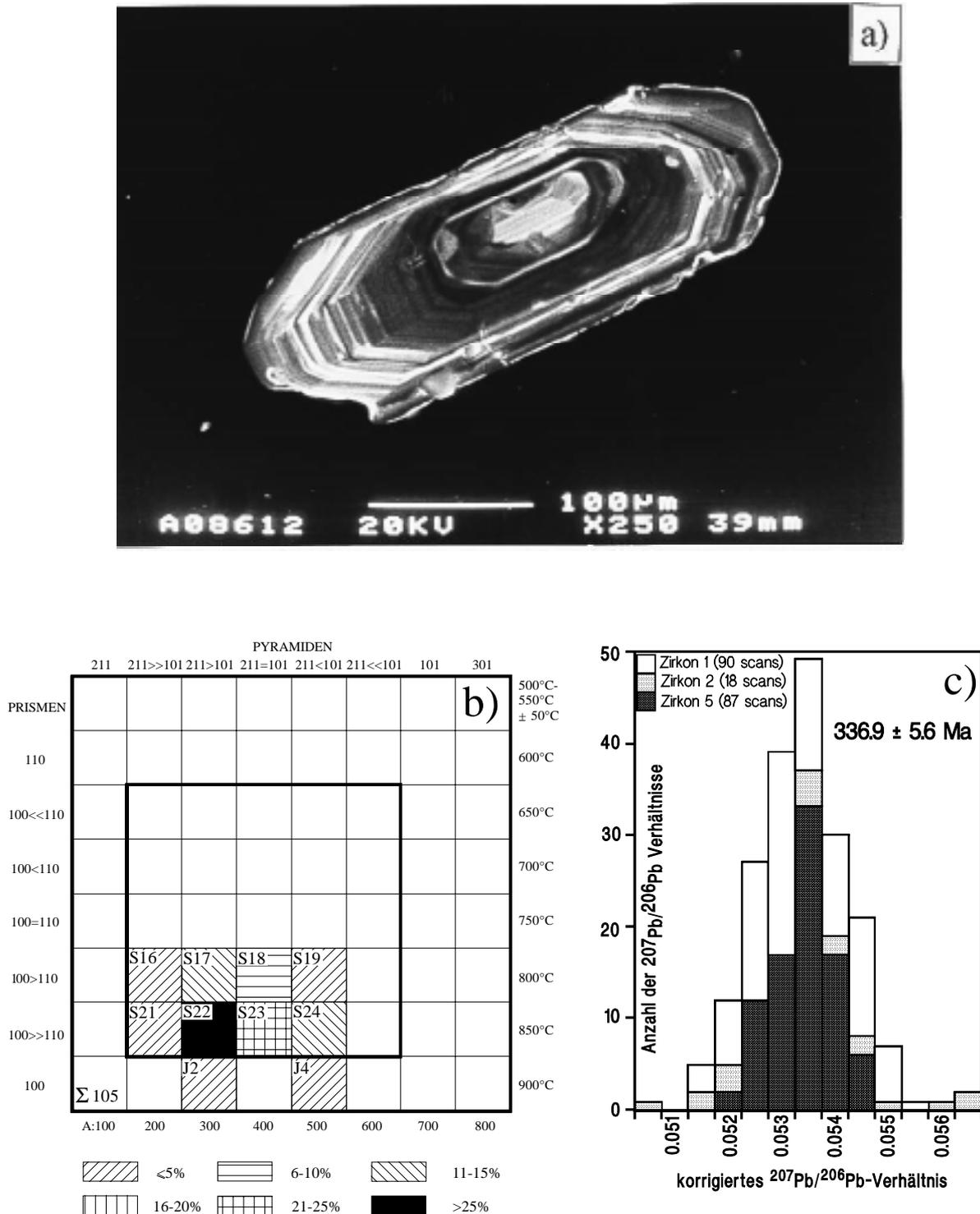


Abb. 4.11: a) KL-Aufnahme eines Zirkons aus dem Thüringer Hauptgranit von Vesser. b) Lage der Zirkone im Diagramm nach PUPIN (1980). c) Histogrammdarstellung der korrigierten Pb-Isotopenverhältnisse.

4.2.3 Gang II in der Brotterode-Formation (97003)

Durch die zahlreichen unterschiedlich großen Bruchstücke sowie die verschiedenen Färbungen der Kristalle erscheint die Zirkonfraktion heterogen. Alle Zirkone sind mehr oder weniger stark kantengerundet und zeigen eine prismatische Kornform (Abb. 4.12a). Untergeordnet sind rundliche Typen und Bruchstücke langprismatischer Kristalle vertreten. Zahlreiche feine Risse, die vor allem die leicht bräunlichen Zirkone trüben, sind gelegentlich auch bei den nahezu farblosen Zirkonen zu beobachten. Bei der Mehrzahl dieser farblosen Kristalle sind die $\{110\}$ -Flächen weniger ausgeprägt als die $\{100\}$ -Flächen. Dagegen sind für viele der leicht bräunlichen Kristalle die $\{110\}$ -Flächen dominanter als die $\{100\}$ -Flächen. Da die Morphotypen nur an 48 Kristallen bestimmt werden konnten, sind die in Abbildung 4.12c erhaltenen beiden Schwerpunkte möglicherweise nicht repräsentativ. Einschlüsse sind meist dunkel und zeigen xenomorphe bzw. blättrige Formen. Die Zirkone lumineszieren nur sehr schwach, Internstrukturen sind kaum zu erkennen. Häufig ist zentral oder leicht dezentral ein hell lumineszierender Kernbereich vorhanden, dessen Umhüllung von Rissen durchzogen wird (Abb. 4.12b).

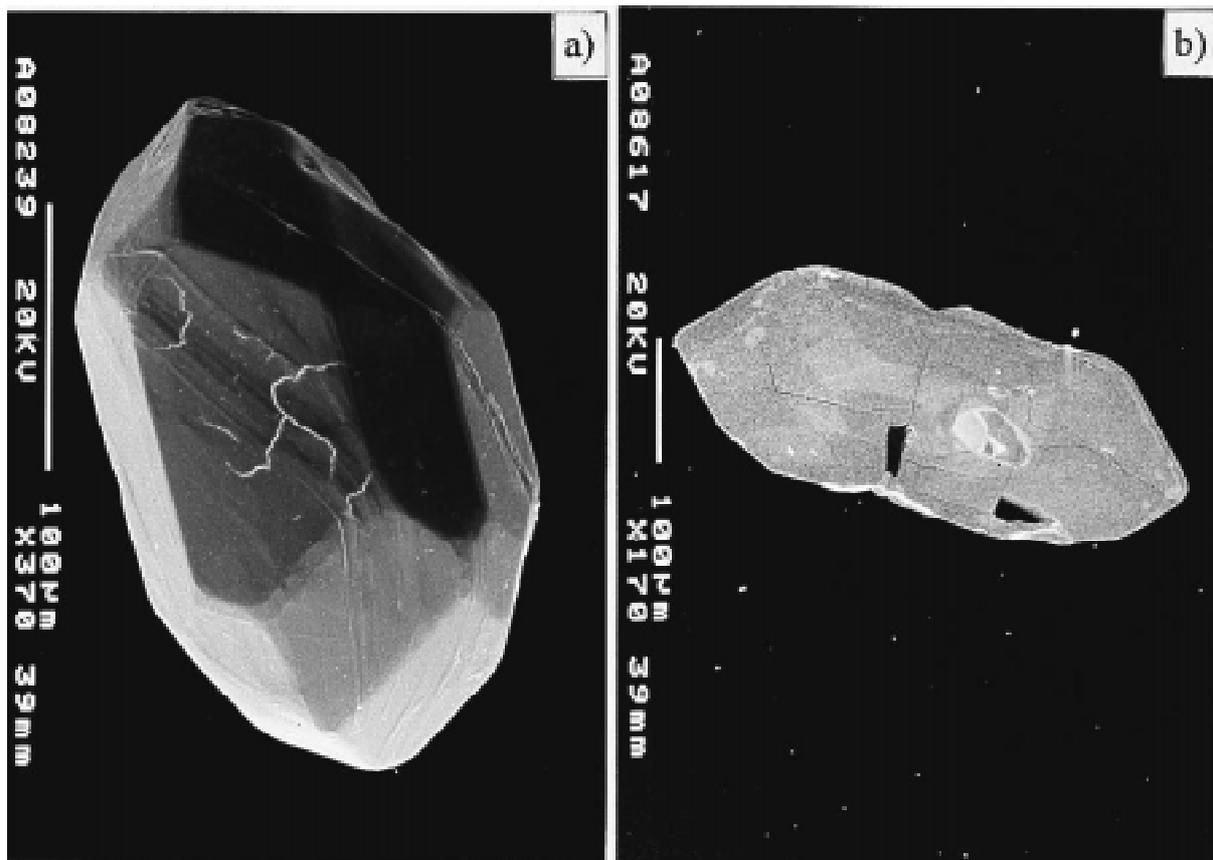


Abb. 4.12: a) REM-Bild eines idiomorphen Zirkons mit auffälliger Oberflächenstriemung.
b) BSE-Aufnahme zeigt einen stark rissigen Zirkon mit einer vermutlich ererbten Komponente.

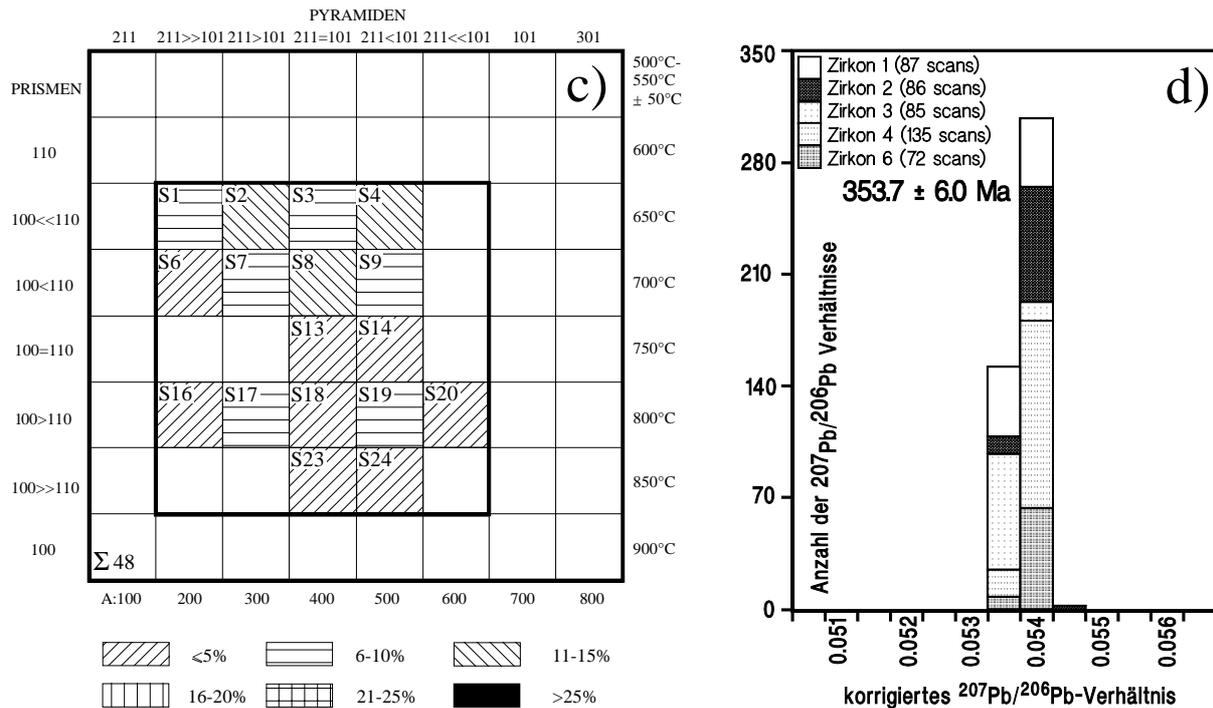


Abb. 4.12: c) Typologische Klassifizierung für 48 Zirkone aus dem Gang II nach PUPIN (1980). d) Isotopenverteilung der 5 Zirkone, aus denen der mittlere Alterswert der Probe 97003 berechnet wurde.

Auffällige Merkmale aller Zirkonanalysen sind die niedrigen $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse und die hohe Zählrate ($^{206}\text{Pb} > 10^6$ cts/s). Aus den $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Einzelwerten von 5 Zirkonen (T_{Eva} zwischen 1600 und 1620°C; T_{M} zwischen 1170 und 1200°C), die über einen Altersbereich von $359.0 \pm 1.3 \text{ Ma}$ bis $343.9 \pm 1.2 \text{ Ma}$ (Tab. 4C im Anhang) streuen, errechnet sich ein mittlerer Alterswert bei $353.7 \pm 6.0 \text{ Ma}$. Abbildung 4.12d zeigt die Häufigkeitsverteilung der korrigierten Pb-Isotopenverhältnisse für die 5 Zirkone. Die Analysen von zwei weiteren Zirkonen (5 und 7) dieser Probe geben durch ihre im Verlauf der Messung sich stark ändernden Pb-Isotopenverhältnisse einen Hinweis auf ererbte Komponenten. Für Zirkon 5 ist nach anfänglich konstanten Werten ein abrupter Wechsel zu niedrigeren, erst noch konstant verlaufenden, dann aber leicht abnehmenden $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen zu verzeichnen (Abb. 4.12e). Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse am Beginn der Messung ergeben ein Alter bei $366.6 \pm 2.9 \text{ Ma}$, das möglicherweise ein Mischalter zwischen einer ererbten Komponenten und einer Überwachsung ist. Das Alter der darauffolgenden Messungen liegt bei $333.8 \pm 2.0 \text{ Ma}$ und könnte den Zeitraum für die Gangintrusion repräsentieren. Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse gegen Ende der Messung ergeben ein Alter bei $310.1 \pm 2.7 \text{ Ma}$, das vielleicht ein weiteres Wachstum während einer spatorogenen Fluidzirkulation signalisiert. KL-Untersuchungen an Zirkonen dieses Ganges lassen allerdings nur eine einphasige Überwachsung erkennen (Abb. 4.12b).

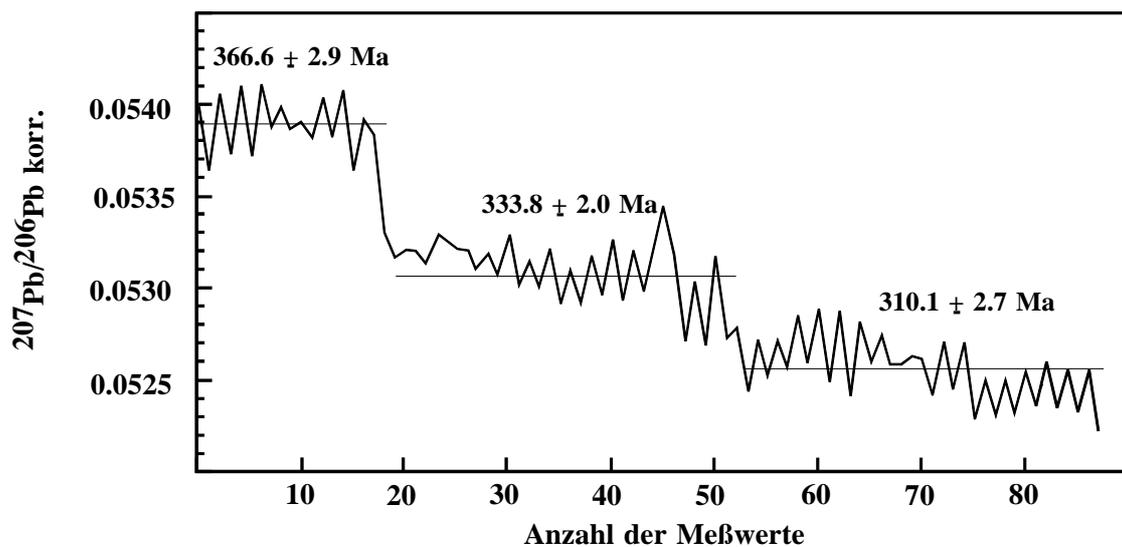


Abb. 4.12: e) Im Meßverlauf für den Zirkon 5 sind möglicherweise mehrere Ereignisse dokumentiert.

Das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter des Ganges II aus der Brotterode-Formation ist innerhalb der Fehlergrenzen identisch mit dem des Thüringer Hauptgranits ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter: 349.6 ± 3.7 Ma) im RK. Die Vermutung, daß es sich beim Gang II um eine Apophyse des Thüringer Hauptgranits handelt wird dadurch gestützt, daß die Zirkone dieser beiden Proben ähnliche Morphotypen zeigen. Keine Übereinstimmung ist dagegen bei den vorhandenen Internstrukturen festzustellen.

4.2.4 Schriftgranit in der Brotterode-Formation (97002)

Die vorliegende Zirkonfraktion ist homogen, die Kristalle sind einschlußarm, stark rissig und von weißlicher Farbe mit zumeist abgerundeten Kanten. Im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) ergibt sich durch die Dominanz der {211}-Pyramidenflächen und der {110}-Prismenflächen hauptsächlich eine Zugehörigkeit zu den Morphotypen S2-3 und S7, woraus eine Kristallisationstemperatur von $650-700 \pm 50^\circ\text{C}$ ableitbar ist (Abb. 4.13c). Für einige Zirkone ist kaum eine Internstruktur und eine nur schwache Lumineszenz festzustellen. Die Mehrzahl der Kristalle zeigt dagegen eine heterogene Zusammensetzung mit drei unterschiedlichen Zonen (Abb. 4.13a, b). Die innerste Zone (Zone 1) besteht aus einem stark lumineszierenden, häufig magmatisch zonierten Kern. Meist handelt es sich um ein Bruchstück eines Kristalls und nur in einem Fall liegt ein idiomorpher, prismatischer Kern vor. Ein vertikales Rißsystem trennt diese Kernzone von der Zone 2, die nahezu keine Lumineszenz und nur eine schwache magmatische Zonierung aufweist. Daran schließt sich Zone 3 an, die schwach luminesziert und keinerlei Zonierung aufweist. Zone 2 wird manchmal und Zone 3 wird immer von radialen Rissen durchzogen. Dabei ergibt sich häufig Kontakt mit dem vertikalen Rißsystem um den Kernbereich.

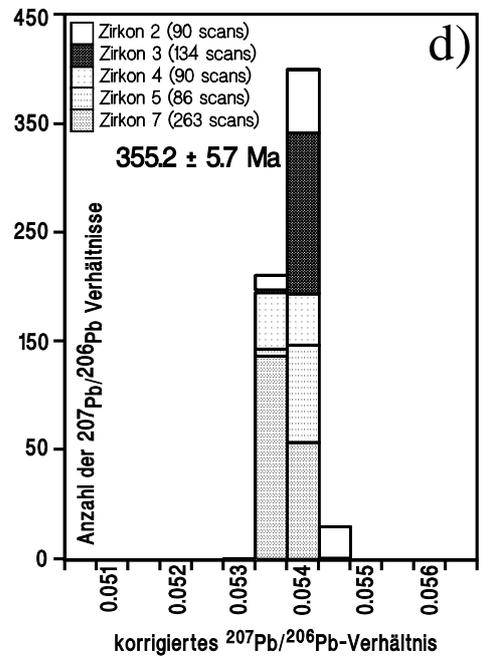
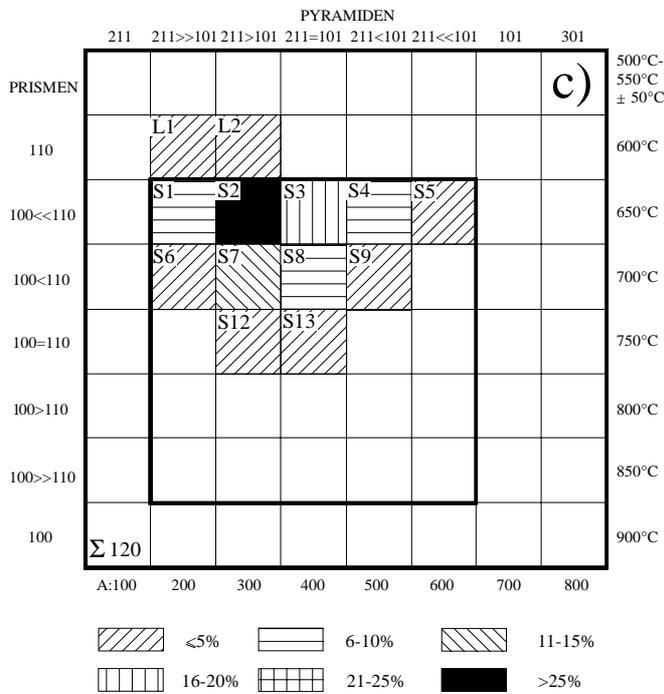
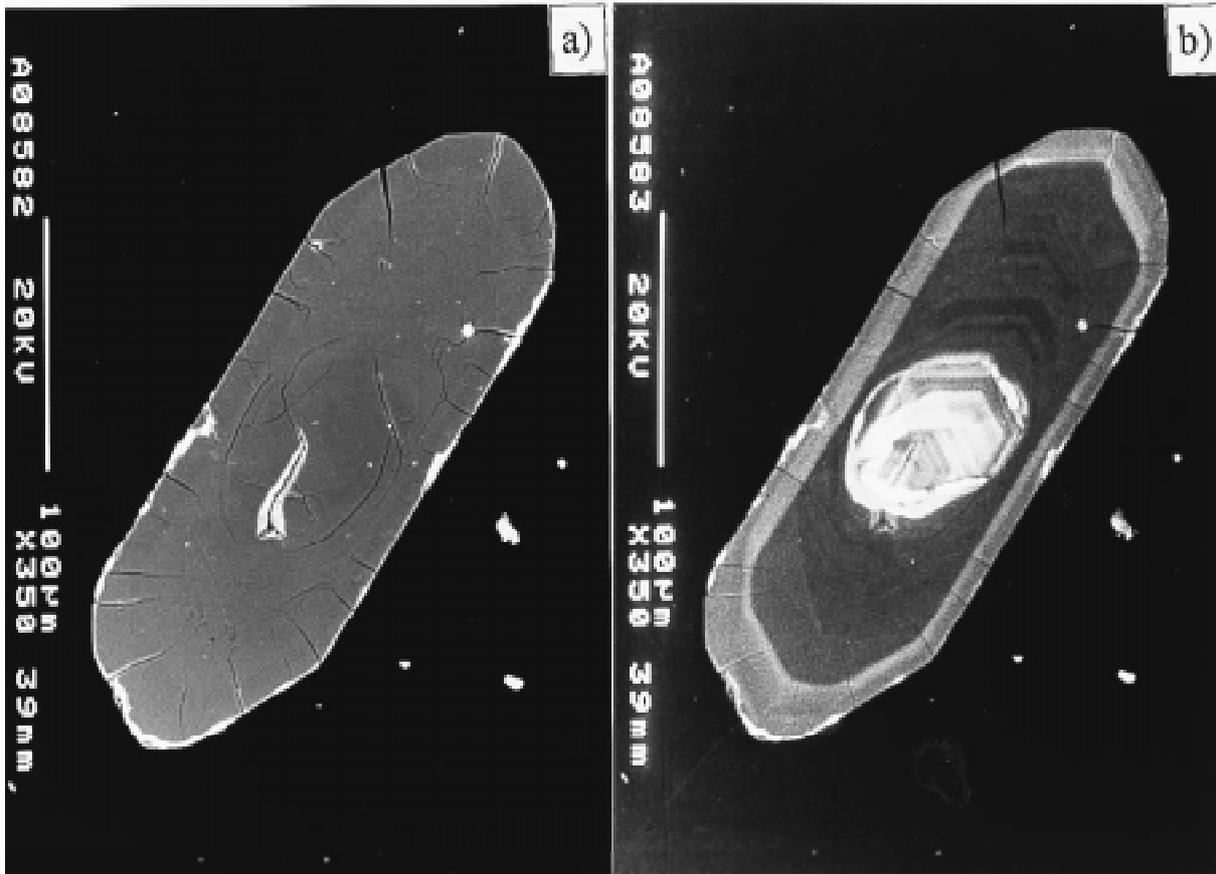


Abb. 4.13: a) BSE- b) KL-Aufnahme eines für den Schriftgranit typischen Zirkons, Beschreibung siehe Text. c) Lage der Zirkone im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980). d) Häufigkeitsverteilung der 5 in die Mittelwertbildung eingegangenen Zirkone.

Die Alterswerte von 7 der insgesamt 8 evaporierten Zirkone (T_{Eva} 1600-1606°C; T_{M} zwischen 1180 und 1220°C) umspannen ein großes Zeitintervall zwischen 370.7 ± 30.4 Ma und 327.5 ± 9.6 Ma (Tab. 4D im Anhang). 5 dieser 7 Zirkone bilden einen deutlichen Schwerpunkt um 350 Ma. Das jüngste Alter ergab sich für den Zirkon 8 (327.5 ± 9.6 Ma) beim Versuch durch eine kurze Überdampfungszeit (30 Sek.) lediglich die äußere Schicht zu evaporieren. Der große Fehler für Zirkon 1 (370.7 ± 30.4 Ma) ist im stark abfallenden Ionenstrom während der Messung begründet. Das proterozoische Alter von Zirkon 6 (1384.3 ± 13 Ma) bestätigt das Vorhandensein eines Kerns. Dieser Alterswert gibt lediglich das Mindestalter für den Kern an, da die Analyse ein Mischung aus Kern und Randkomponente repräsentiert. Das mittlere Alter für die 5 Zirkone errechnet sich auf 355.2 ± 5.7 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$), Abbildung 4.13d zeigt die Häufigkeitsverteilung der insgesamt 663 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse dieser Zirkone. Ein innerhalb der Fehlergrenzen identisches Alter von 348.6 ± 8.7 Ma (σ) ergibt sich auch über die Regressionsmethode.

Interessanterweise streuen die Alter der 5 Zirkone nicht in dem Maße, wie es auf Grund der oftmals vorkommenden Kerne in den Kristallen zu erwarten gewesen wäre. Eine mögliche Erklärung ist, daß die Pb-Isotope der volumenmäßig häufig nicht sehr großen Kerne bereits während der Heizphase und der Fokussierung des Ionenstrahls im Kollektor eintrafen und während der Messung dann lediglich die einheitlich zusammengesetzten äußeren Bereiche der Zirkone analysiert wurden. Die Vermutung liegt nahe, daß das frühkarbonische Alter bei 355.2 ± 5.7 Ma den Zeitraum repräsentiert, in dem der Schichtgranit gebildet wurde und die äußeren beiden Zonen um ererbte Kristalle gewachsen sind.

Für die Mehrzahl der Analysen auf den Zonen 2 und 3 wurden bei U-Pb-Messungen an der SHRIMP II sehr hohe U-Gehalte (1213-6800 ppm; Tab. 7C im Anhang) festgestellt, die sich nachteilig auf die Pb/U-Kalibration auswirkten und eine zusätzliche Korrektur erforderten. Analysenwerte über 2500 ppm U wurden mittels der empirisch entwickelten Formel $1.85\% / 1000 \text{ ppm U}$ (WILLIAMS I.S, pers. Mitteilung) entsprechend reduziert. Die niedrigen Th/U-Verhältnisse von 0.02-0.07 in den Zirkonen ist möglicherweise auf die Anwesenheit von Monazit in der Probe zurückzuführen. Das gewichtete Mittel für 6 von insgesamt 10 Analysen, die an den Zonen 2 bzw. 3 durchgeführt wurden, liegt bei einem Alterswert von 347.6 ± 4.8 Ma (95% confidence), entsprechend einem $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis von 0.05540 ± 19 (σ). Die Analysen 4.1, 5.1 und 10.1, jeweils an Zone 2, wurden nicht in die Mittelwertbildung mit einbezogen da für deren große Abweichung zu den übrigen Analysen ein Pb-Verlust denkbar ist (Abb. 4.13e). Bei der Analyse 6.1 wurde wahrscheinlich ein Teil des Kerns analysiert, wie der höhere Alterswert vermuten läßt. 4 Kern-Analysen ergaben nahezu konkordante neoproterozoische bis paläozoische Alter zwischen 594 und 462 Ma. Ein diskordanter Datenpunkt mit einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 2165 ± 132 (σ) resultierte aus einer weiteren Kern-Analyse. Die punktuellen U/Pb-Datierungen belegen, daß sich die anhand der KL-Aufnahmen ersichtlichen 3 Zonen lediglich 2 Ereignissen zuordnen lassen (Zone 3: spot 7.1; Zone 2: spots 3.1, 2.1, 9.1, 8.1, 1.1).

Die beiden Datierungsmethoden zeigen somit ein innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmendes Ergebnis (Pb-Pb: 355.2 ± 5.7 Ma, U-Pb: 347.6 ± 4.8 Ma).

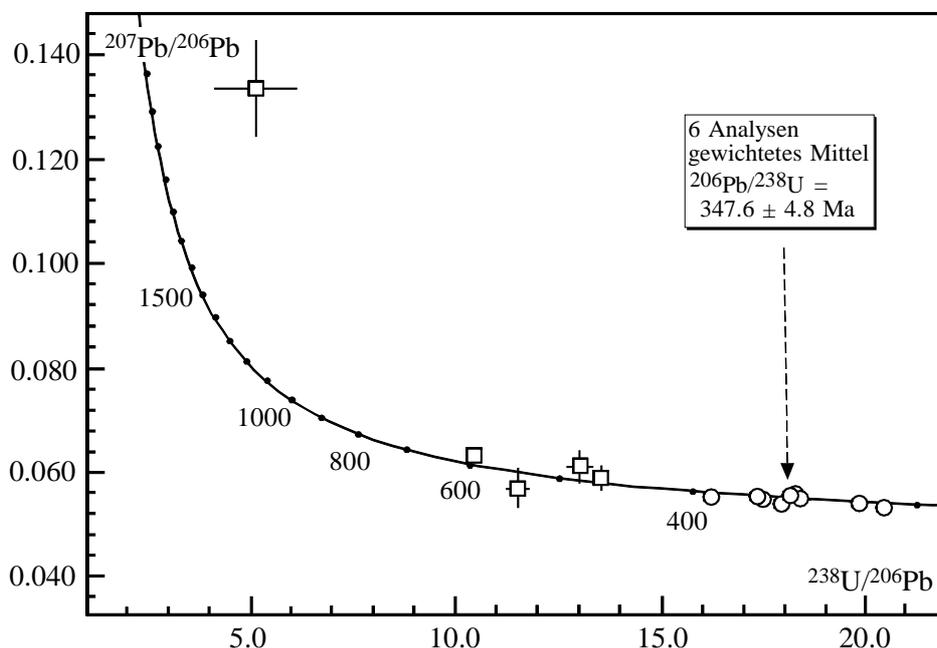


Abb. 4.13: e) Tera-Wasserburg-Diagramm mit den Ergebnissen der SHRIMP-Analysen (Kreissymbole kennzeichnen Analysenpunkte auf den Überwachungen, quadratische Symbole sind Kernanalysen). Die externe Reproduzierbarkeit für die Konzentrationsanalysen beträgt 0.43%, die Fehlerbalken geben $\pm 1\sigma$ an.

Der $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alterswert dieser Probe ist nahezu identisch mit dem des Thüringer Hauptgranits (349.6 ± 3.7 Ma). Die Vermutung liegt nahe, daß es sich bei dem Schriftgranit möglicherweise ebenfalls um einen apophysischen Teil des Thüringer Hauptgranits handelt. Allerdings stimmen weder die Zirkon-Morphologien noch die Internstrukturen in den Kristallen beider Proben überein. Ferner enthält der Schriftgranit Monazit, der im Thüringer Hauptgranit hier nicht beobachtet wurde. Es besteht daher auch die Möglichkeit, daß die Schmelze, die zur Bildung des Schriftgranits führte, bei der Migmatisierung der umgebenden Metasedimente der Brotterode-Formation entstanden ist und das Alter des Schriftgranits den Zeitpunkt der Migmatitbildung widerspiegelt. Die Kerne könnten dabei aus den umgebenden Metapeliten und Metapsammiten assimiliert worden sein. Die schriftgranitische Textur des Gesteins zeigt zudem eine postdeformative Bildung an, die durchgreifende Deformation könnte demnach nur vor diesem frühkarbonischen Datum stattgefunden haben.

4.2.5 Gang I in der Brotterode-Formation (95002)

Die Zirkonfraktion ist heterogen und zeigt 3 Zirkontypen, die sich in ihrer Größe und Farbe deutlich voneinander unterscheiden. Etwa 20% der Zirkone sind vom Typ 1; sie sind bis zu 2 mm groß, meist scharfkantig, dunkelbraun gefärbt und häufig zerbrochen. Der Habitus dieser einschluß- und rißreichen Kristalle ist prismatisch, und oft erscheinen sie nicht idiomorph ausgebildet sondern leicht verzerrt. Der

prozentuale Anteil der Zirkone vom Typ 2 an der Gesamtfraction liegt bei ca. 75%; sie sind ebenfalls bis zu 2 mm groß, idiomorph, prismatisch, nahezu farblos bis weißlich und meist scharfkantig. Häufig sind die Kristalle stark von Rissen durchsetzt, dazwischen sind aber auch klare Bereiche zu erkennen. Das L/B-Verhältnis liegt bei 3-4, gelegentlich auch darüber. Nur sehr wenige Kristalle sind Zirkone vom Typ 3; sie sind sehr klein, klar, scharfkantig und prismatisch (Abb. 4.14a) oder seltener auch mit flachem Habitus.

Im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980), Abb. 4.14c, ergibt sich für die Zirkone aus der Probe 95002 eine große Streubreite. Es sind 2 Schwerpunkte (S2-4 und S22) zu erkennen, wobei keine Beschränkung eines einzelnen Typs auf einen der Schwerpunkte festzustellen ist. KL-Aufnahmen belegen für die großen Zirkone vom Typ 2 eine feine Streifung und fast keine Lumineszenz. BSE-Bilder zeigen für deren Kernbereich zahlreiche, teilweise parallel zu den Kristallflächen eingeregelt Fremdmineral-Einschlüsse (Abb. 4.14b). Ferner ist zu erkennen, daß sich die zahlreichen Risse auf den inneren Teil beschränken und nur an den Prismenseiten bis ganz nach außen durchschlagen. Im Bereich der Pyramidenflächen ist dann eine gleichmäßige magmatische Zonierung vorhanden.

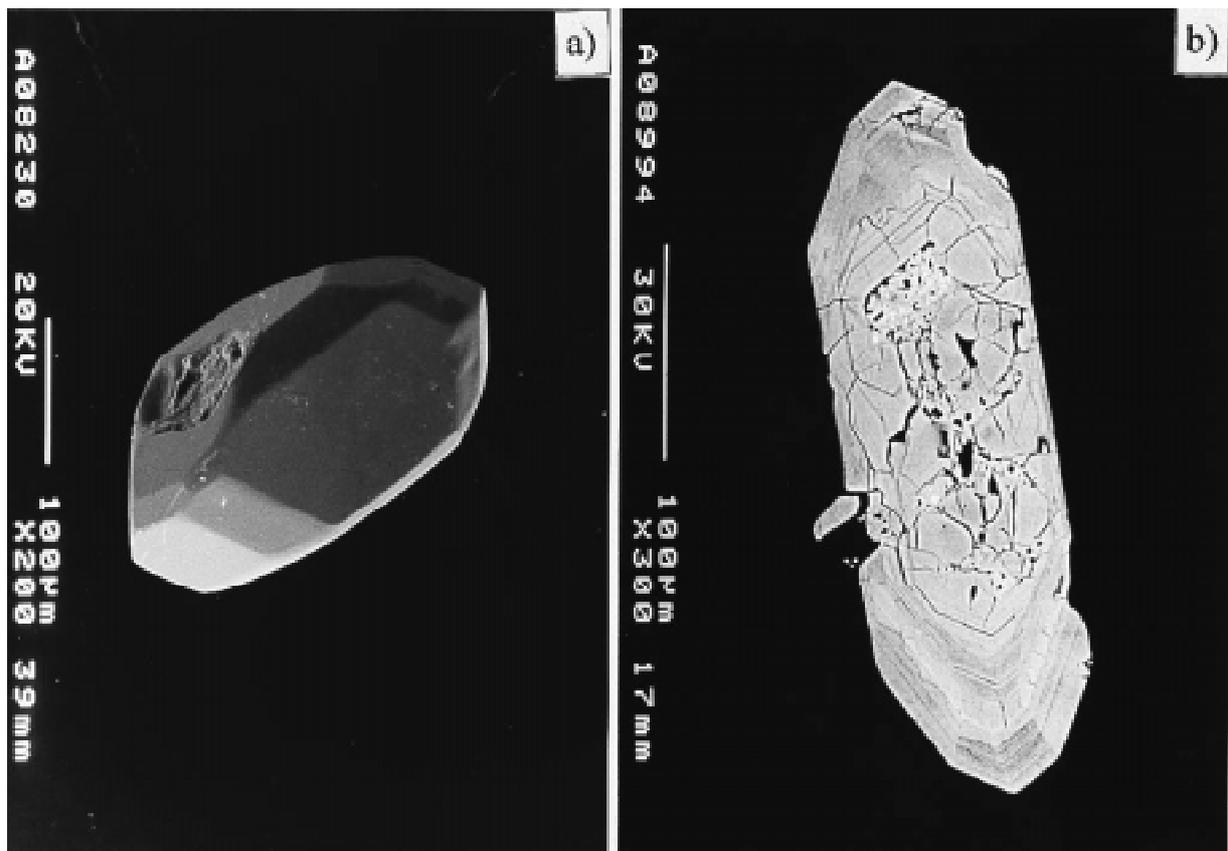


Abb. 4.14: a) REM-Aufnahme eines Zirkons vom Typ 3. Die Kristallkanten sind leicht gerundet, an einer Seite ist die Anwachsfläche eines Minerals zu erkennen. b) BSE-Aufnahme eines Zirkons vom Typ 2, Beschreibung siehe Text.

4.2.6 grobkristalline Schliere im Liebensteiner Gneis (97004)

Etwa die Hälfte der Zirkone sind dunkelbraun gefärbt, prismatisch und durch zahlreiche Risse und Einschlüsse stark getrübt. Die übrigen Kristalle zeigen eine hellgelbe Farbe und lassen sich zwei Gruppen zuordnen. Die größere Gruppe zeigt prismatische Kornformen; die Zirkone sind klar, meist scharfkantig; sie weisen ein L/B-Verhältnis um 4 auf und in einigen sind Kerne zu erkennen. Die zweite Gruppe bilden Nadelzirkone. Diese sind häufig zerbrochen, meist kantengerundet, von zahlreichen Rissen durchzogen und haben ein L/B-Verhältnis bis 8. Beide Gruppen zeigen häufig xenomorphe, dunkel gefärbte und/oder farblose rundliche bis längliche Einschlüsse sowie äußerlich und auf Rissen sekundäres, feinkörniges Hämatit. REM-Aufnahmen der prismatischen Typen zeigen oftmals ein feines, kristallographisch nicht orientiertes Reißsystem, ein Merkmal das den Nadelzirkonen offensichtlich fehlt (Abb. 4.15a, b). Nach dem Klassifikationsschema von PUPIN (1980) ergibt sich für die prismatischen Kristalle meist eine Zugehörigkeit zu den Morphotypen S7-S12 und S17 (Abb. 4.15e). Für die Nadelzirkone - dargestellt als senkrechte Balken - ist eine Einteilung auf Grund des starken Rundungsgrades schwierig. Sie sind im Gegensatz zu den prismatischen Zirkonen, die in den meisten Fällen reliktsche Kerne beinhalten (Abb. 4.15c), einheitlich magmatisch zониert (Abb. 4.15d).

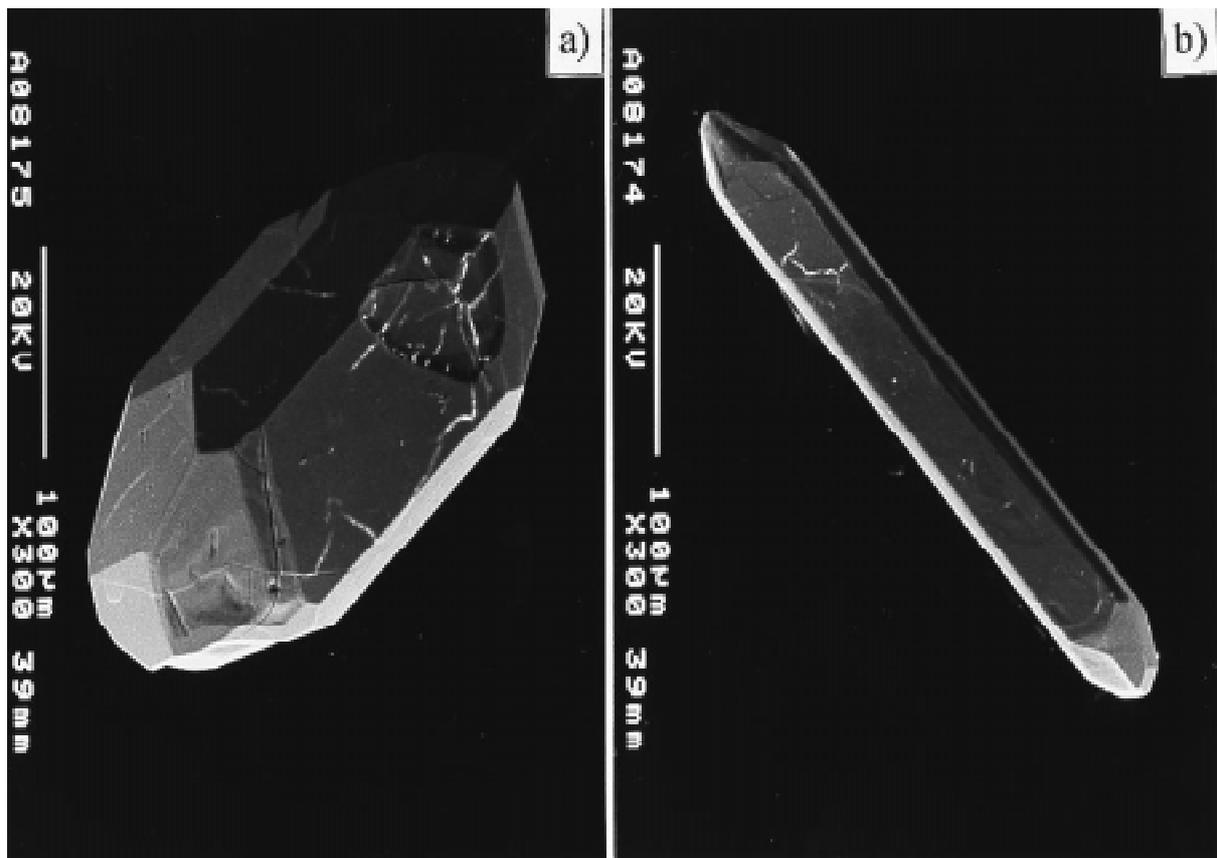


Abb. 4.15: a) REM-Aufnahme eines prismatischen Zirkons mit feinen oberflächlichen Rissen. b) REM-Bild eines langprismatischen Zirkons mit leicht abgerundeten Kristallkanten.

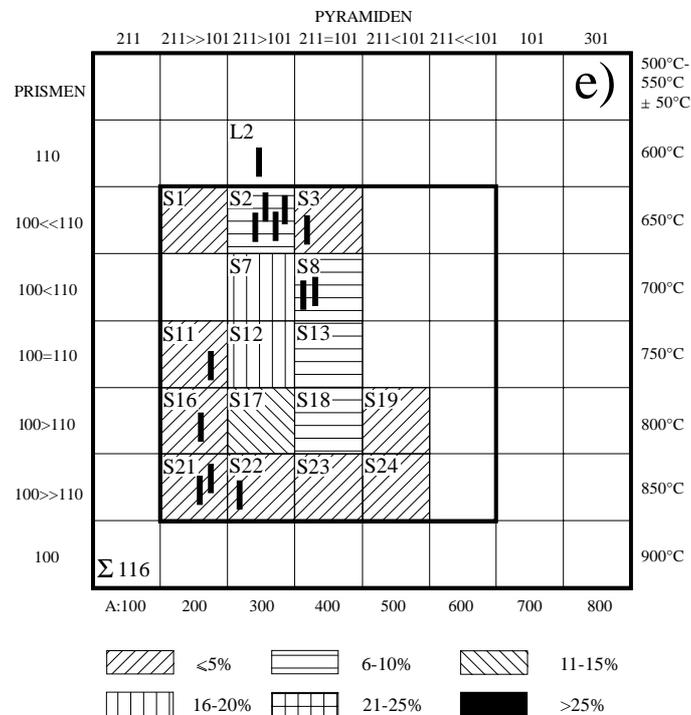
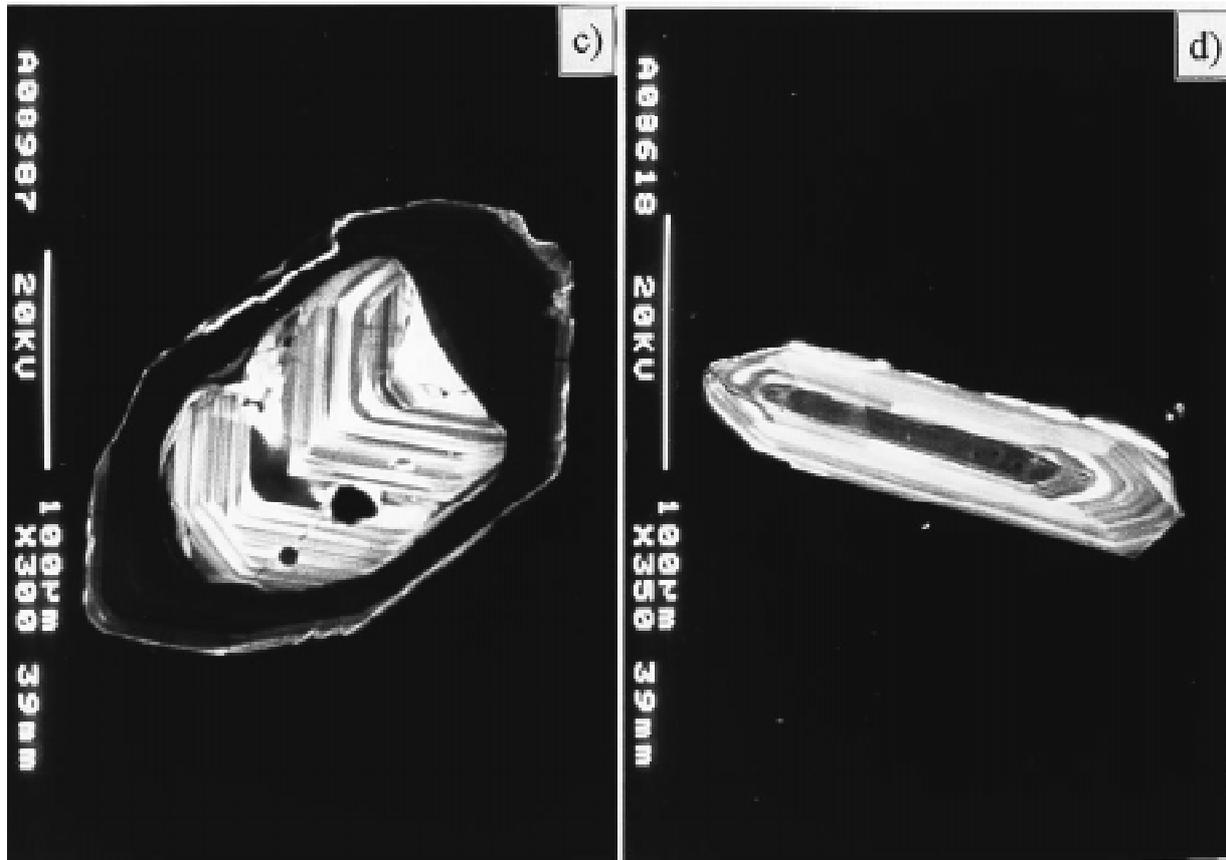


Abb. 4.15: c) KL-Aufnahme eines Zirkons mit einem magmatisch zonierten, hell lumineszierenden, reliktschen Kern-Bruchstück, das von einem wenig lumineszierenden Saum umgeben wird. d) KL-Bild eines langprismatischen Zirkons belegt eine einheitliche magmatische Zonierung. e) Klassifikationschema nach PUPIN (1980). Einige Morphologien, die an Nadelzirkonen eindeutig erkannt werden konnten, sind als senkrechte Balken dargestellt.

Von der grobkristallinen Schliere im Liebensteiner Gneis wurden insgesamt 19 Zirkone evaporiert (T_{Eva} 1600-1610°C; T_M zwischen 1170 und 1260°C). Tabelle 4F im Anhang zeigt, daß die Alterswerte der Nadelzirkone deutlich variieren und sich in 2 Gruppen (I und II) unterteilen lassen. Ferner sind auch in den Alterswerten der prismatischen Zirkone große Schwankungen festzustellen, es ergeben sich hier 3 altersmäßige Schwerpunkte (Gruppe III - V). Gruppe I (5 Nadelzirkone) umfaßt Alterswerte von 287.2 ± 5.1 Ma bis 273.2 ± 4.5 Ma, Gruppe II (3 Nadelzirkone) zwischen 309.7 ± 1.0 Ma und 300.9 ± 2.2 Ma. Die 8 Nadelzirkone sind somit deutlich jünger als die prismatischen Zirkone. Von den 11 prismatischen Zirkonen fallen 6 in ein Altersspektrum von 340-320 Ma mit einem Schwerpunkt um 330 Ma, 3 Zirkone ergeben silurische/frühdevonische Alter zwischen 431.4 ± 2.5 Ma und 404.0 ± 4.4 Ma und 2 Zirkone haben proterozoische Alter von 758.5 ± 5.6 Ma und 1425.5 ± 1.2 Ma.

Die unkorrigierten Pb/Pb-Verhältnisse der Zirkone aus der grobkristallinen Schliere im Liebensteiner Gneis definieren keine gemeinsame Regressionsgerade, die Gruppen I-III jedoch eigene (Abb. 4.15f). Deshalb wird vermutet, daß die Zirkone verschiedene magmatische Ereignisse und die metamorphe Überprägung im RK widerspiegeln, siehe unten.

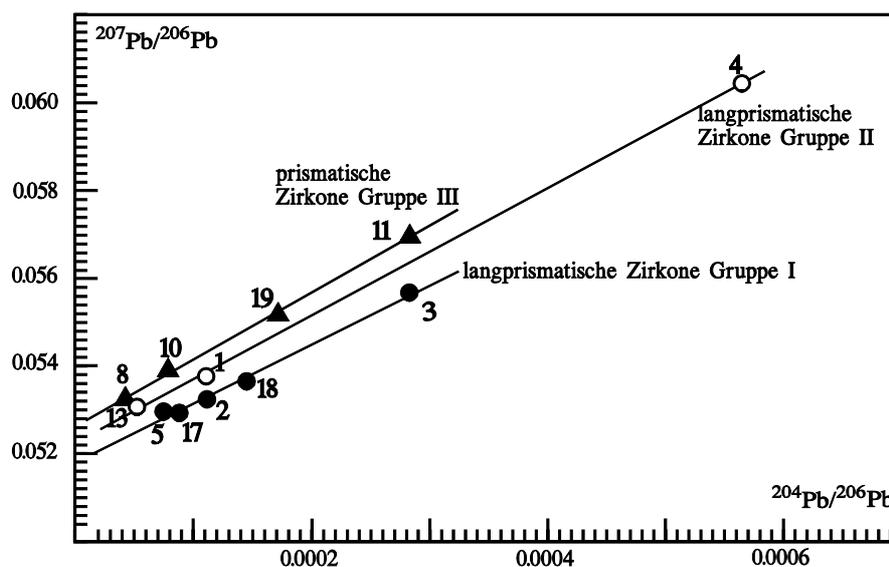


Abb. 4.15: f) Korrelation der unkorrigierten Pb/Pb-Verhältnisse. Es ergeben sich mehrere Regressionsgeraden, Gruppe I (Nadelzirkone) schneidet die Ordinate bei 0.051954 ± 90 , Gruppe II (Nadelzirkone) bei 0.052463 ± 72 und Gruppe III (prismatische Zirkone) bei 0.052816 ± 38 .

Die beiden Zirkone der Gruppe V repräsentieren wahrscheinlich Mischalter präsilurischer Kerne und einer, möglicherweise polyphasen Überwachsung. Die Alter der Zirkone von Gruppe IV sind auffällig identisch mit dem Intrusionsalter des umgebenden Liebensteiner Gneises (413.4 ± 3.4 Ma). Es ist daher zu vermuten, daß sie aus diesem selbst bzw. aus einem aufgeschmolzenen Äquivalent übernommen wurden. Dagegen zeigen die Zirkone der Gruppe III mehr oder weniger jene Alterswerte an, die mit der

variszischen Orogenese und der damit verbundenen Migmatisierung im RK zusammenhängen. Möglicherweise sind diese Zirkone bei der Migmatisierung, die zur Bildung der Schliere führte, entstanden. Zirkon 12 (Tab. 4F im Anhang) zeigt, daß das Alter auch innerhalb einer Einzelmessung stark variieren kann. Es muß demnach zur Zeit der Aufschmelzphase neben einem neuerlichen Zirkonwachstum auch zu einem Umwachsen restitiver Zirkone gekommen sein. Die Daten um 330 Ma sind identisch mit dem Alter, das an Monaziten der angrenzenden Brotterode-Formation festgestellt wurde (BRÄTZ et al. 1998). Da in keinem der Nadelzirkone reliktsche Kerne gefunden wurden, kann davon ausgegangen werden, daß es sich bei den älteren Nadelzirkonen (Gruppe II) nicht um Mischalter der Gruppe I handelt. Die innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmenden Alterswerte der Nadelzirkone der Gruppe II mit den prismatischen Zirkonen aus dem Trusetal-Granit (siehe unten) weisen darauf hin, daß auf Grund hydrothermalen Alteration im Kontakt des Trusetal-Granits ein weiteres Zirkonwachstum stattgefunden haben könnte. Die jüngsten Zirkonalter der Nadelzirkone von der Gruppe I resultieren möglicherweise aus einer hydrothermalen Überprägung im Zusammenhang mit der spätvariszischen Zerkümmungstektonik im RK. Diese Zirkonalter, die auf Grund ihrer hohen Zahl nicht zufällig sein können, sind jünger als die Ar/Ar-Daten des Zentralen Kristallins (ZEH et al. 2000) jedoch identisch mit den Zirkon-Spaltspurendaten (THOMSON & ZEH 2000). Daß es infolge einer hydrothermalen Überprägung zu einem neuerlichen Zirkonwachstum kommen kann wurde von SETH et al. (in press) für die Voetspoor Intrusion in Namibia nachgewiesen. Die Aussagen bezüglich der geologischen Bedeutung aller 5 Gruppen sind mit Vorsicht zu betrachten, denn komplexe Zirkonverwachsungen und/oder Pb-Verlust bei den analysierten Kristallen kann nicht ausgeschlossen werden.

4.2.7 Katzenstein-Granit

Der Katzenstein-Granit im unteren Thüringer Tal zeigt unterschiedliche Ausbildungen. Im Gegensatz zur extrem leukokraten Randvarietät (93012) am unmittelbaren Kontakt zum Liebensteiner Gneis steht kontaktfern die rötliche Normalausbildung (96006) des Granits an. Eine Doppelbeprobung war auch deswegen nötig, weil die Randvarietät nur wenige für eine Evaporation geeignete Zirkone enthielt.

4.2.7.1 Randvarietät des Katzenstein-Granits (93012)

Die Mehrzahl der Zirkone ist zerbrochen, rötlichbraun gefärbt und durch zahlreiche Einschlüsse stark getrübt. Eine Typisierung der Morphologien sowie KL-Aufnahmen wurden für diese Zirkone nicht durchgeführt. Nur wenige Kristalle waren für eine Überdampfung geeignet, und lediglich bei Zirkon 5 (T_{Eva} 1600°C; T_M 1210°C) konnte eine ausreichend hohe Zählrate erzielt werden. Die $^{207}Pb/^{206}Pb$ -Verhältnisse ergaben ein spätkarbonisches Alter von 305.7 ± 1.9 Ma ($2\sigma_{mean}$), Tab. 4G im Anhang. Über die Frage, ob zu diesem Zeitpunkt die Intrusion des Katzenstein-Granits stattfand oder ob dieser Alterswert eine spätere, möglicherweise hydrothermale Beeinflussung dokumentiert, kann nur spekuliert werden.

4.2.7.2 Normalausbildung des Katzenstein-Granits (96006)

In dieser Probe sind ausschließlich prismatische Zirkone vorhanden, das durchschnittliche L/B-Verhältnis liegt um 3, maximal bei 7 (selten). Wenige Zirkone haben einen flachen Habitus. Auf den zahlreichen Rissen und/oder äußerlich, vorzugsweise im Bereich der Pyramidenflächen, liegt oftmals rötliches Hämatit auf. Die Eigenfarbe der Zirkone ist ein sehr helles Gelb. Häufig erscheinen die Kristalle durch ihre rauhe Oberfläche leicht undurchsichtig. Einschlüsse sind meist dunkel und punktförmig, seltener farblos. Auffallend ist die große Anzahl von Kristallen, die parallel der Längsachse verzwilligt sind. Xenomorphe Zirkonanwachstungen sowie das Verheilen ehemals zerbrochener Kristalle sind ebenfalls zu beobachten (Abb. 4.16a). Es sind mehrheitlich Morphotypen S2-3 und S7-8 vorhanden, bisweilen fallen sehr steile {211}-Pyramidenflächen auf. Die Lage der Morphotypen im Diagramm nach PUPIN (1980) macht eine Kristallisationstemperatur bei $650-700 \pm 50^\circ\text{C}$ wahrscheinlich (Abb. 4.16c). KL-Aufnahmen belegen in vielen Kristallen reliktsche Kerne (Abb. 4.16b). Diese sind meist Bruchstücke mit gleichmäßiger magmatischer Zonierung. Daneben sind aber auch komplexe Kernstrukturen zu erkennen, die sowohl magmatisch zonierte Bereiche als auch Korrosions- und hell lumineszierende Rekristallisationserscheinungen aufweisen. Umwachsen werden die Kerne von einer schwach lumineszierenden, meist magmatisch zonierten, idiomorphen Hülle.

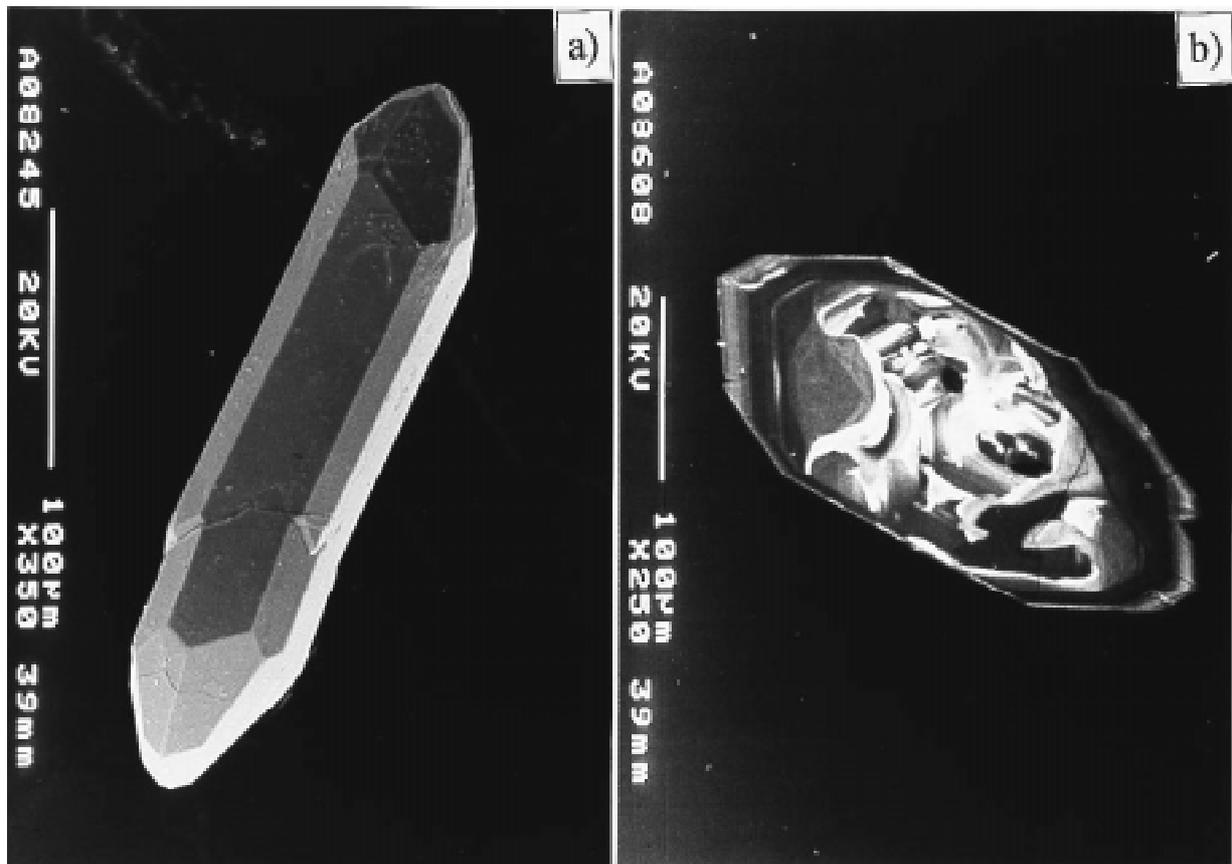


Abb. 4.16: a) REM-Aufnahme eines vormals zerbrochen, nun verheilten, langprismatischen Zirkons. b) KL-Bild belegt einen Kern mit komplexer Internstruktur.

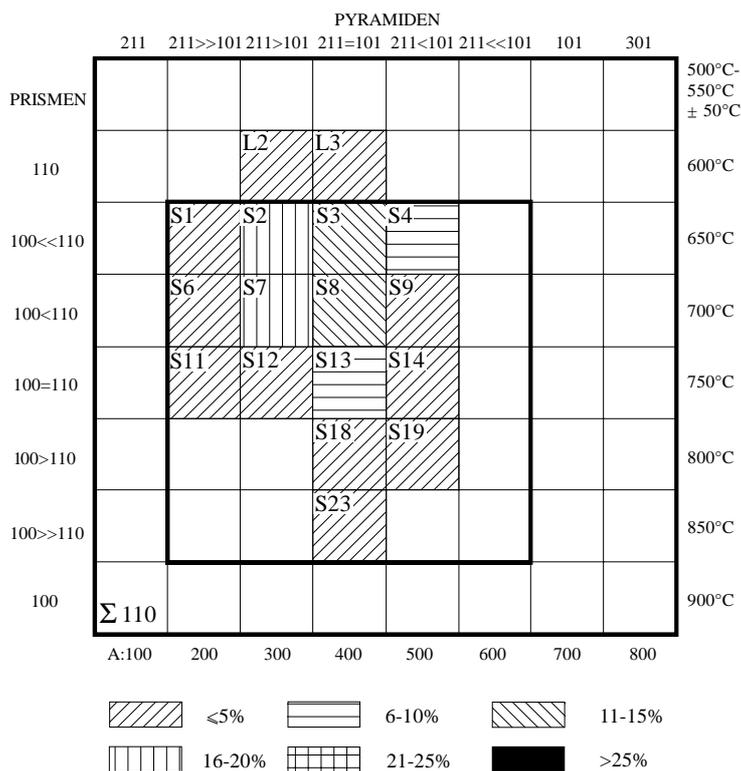


Abb. 4.16: c) Zirkontypologie nach PUPIN (1980) für 110 Zirkone vom Katzenstein-Granit.

Insgesamt 9 Zirkone wurden evaporiert (T_{Eva} 1600-1608°C; T_{M} zwischen 1200 und 1250°C). Die stark streuenden Alterswerte zwischen 479.5 ± 15.5 Ma und 304.8 ± 4.4 Ma (Tab. 4H im Anhang) ermöglichen keine Mittelwertbildung, und auch eine Altersbestimmung durch Korrelation der unkorrigierten Pb/Pb-Verhältnisse mißlingt. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß die Zirkone zum Teil relictische Kerne enthalten haben und/oder durch ein postintrusives Ereignis beeinflußt wurden.

Bei den berechneten Altern fallen 4 Gruppen (~305 Ma, ~340 Ma, ~370 Ma, ~480 Ma) auf und es stellt sich die Frage ob hier, ähnlich wie bei der Schliere im Liebensteiner Gneis (97004), unterschiedliche magmatische und metamorphe Ereignisse im RK dokumentiert sind. Während der ordovizische und die devonischen Alterswerte möglicherweise auf ererbte Komponenten zurückzuführen sind, geben die frühkarbonischen Alterswerte womöglich den Zeitraum der Migmatisierung im RK an. Die gute Reproduzierbarkeit dieser Alter scheint nicht zufällig zu sein. Der Katzenstein-Granit hat sich vermutlich während der durchgreifenden Metamorphose im Zuge der Migmatisierung gebildet und es kam zur Neubildung von Zirkon und zum Überwachsen älterer ererbter Zirkone. Die spätkarbonischen Alterswerte von 3 nahezu klaren Kristallen weisen darauf hin, daß es wahrscheinlich im Zuge hydrothermalen Prozesse, verursacht durch den spätvariszischen Magmatismus (Intrusion des Trusetal-Granits und des Ruhlaer Granits), zu einem erneuten Zirkonwachstum gekommen sein muß. Interessanterweise zeigt auch der einzelne, klare Zirkon aus der Randvarietät des Katzenstein-Granits dieses Alter.

4.3 Spät-Variszische Granitoide und magmatische Gänge

4.3.1 Spätkarbonische bis frühpermische Granitoide

Der Beginn des vierten magmatischen Zyklus an der Grenze Karbon/Perm um 295 Ma ist durch die Intrusion des Trusetal-Granits, des Ruhlaer Granits und des Brotterode-Diorits angezeigt. Vergleichbare Intrusionsalter sind aus anderen Teilen der Mitteldeutschen Kristallinzone bislang nur wenig bekannt (EIDAM et al. 1995; ANTHES & REISCHMANN 1996).

4.3.1.1 Trusetal-Granit

Von früheren Bearbeitern (KOCH 1940; WERNER 1974; NEUMANN 1971, 1972, 1974) wurde der Trusetal-Granit auf Grund fazieller Unterschiede und räumlicher Trennung mit unterschiedlichen Namen belegt. Der nordöstliche Bereich des Trusetal-Granits wird als Seimberg-Granit bezeichnet und der kalifeldspatreiche Granit im Gebiet von Trusetal und Bairoda als Bairodit. Die folgenden Ausführungen belegen, daß die beiden Varietäten des Trusetal-Granits dem gleichen magmatischen Ereignis zuzuordnen sind.

4.3.1.1.1 Seimberg-Granit (93019)

Es können 3 Zirkontypen unterschieden werden. Etwa 60% sind langprismatisch mit einem L/B-Verhältnis von 4-7 (Abb. 4.17a), und für ca. 25% liegt das L/B-Verhältnis bei 2-3. Die übrigen Zirkone zeigen eine rundlich-elliptische Form (Abb. 4.17b) und sind im Bereich der pyramidalen Begrenzung mit abgerundeten Kristallkanten und scheinbar vielen Flächen versehen. Eine morphologische Zuordnung für diesen Typ ist sehr schwierig, REM-Aufnahmen machen lediglich ein gegenüber dem {100}-Prisma dominierendes {110}-Prisma sichtbar. Die langprismatischen Zirkone zeigen auffallend häufig ein Szepterwachstum, gelegentlich sind steile {211}-Pyramidenflächen vorhanden. Für die kürzerprismatischen Zirkone ist in α -Bromnaphtalin eine regelmäßige Wachstumszonierung zu erkennen. Beide prismatischen Typen sind meist klar, scharfkantig, glattflächig und hellgelb bis gelblich-bräunlich gefärbt. Sie haben häufig punktförmige dunkle und/oder ovale farblose Einschlüsse, die oftmals parallel zur Längsachse orientiert sind. Risse in den Kristallen sind manchmal mit Hämatit verfüllt. Untergeordnet treten stark getrübe und dunkelbraun gefärbte Zirkone auf.

Über 70% der prismatischen Zirkone sind im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) den Morphotypen S22-S23-S24 zuzuordnen, was auf eine Intrusionstemperatur bei $850 \pm 50^\circ\text{C}$ hinweist (Abb. 4.17c). KL-Aufnahmen belegen meist ein gleichmäßiges magmatisches Zonenwachstum für diese Kristalle. Einige prismatische Zirkone scheinen rundlich-elliptische, etwas dunkler gefärbte Bereiche zu umschließen, wobei es sich möglicherweise um den rundlichen Zirkontyp handeln könnte (Abb. 4.17g). Anzeichen für ein verändertes Wachstumsmilieu in Form von konzentrischen Rissen um diese dunklen Bereiche sind jedoch nicht zu erkennen.

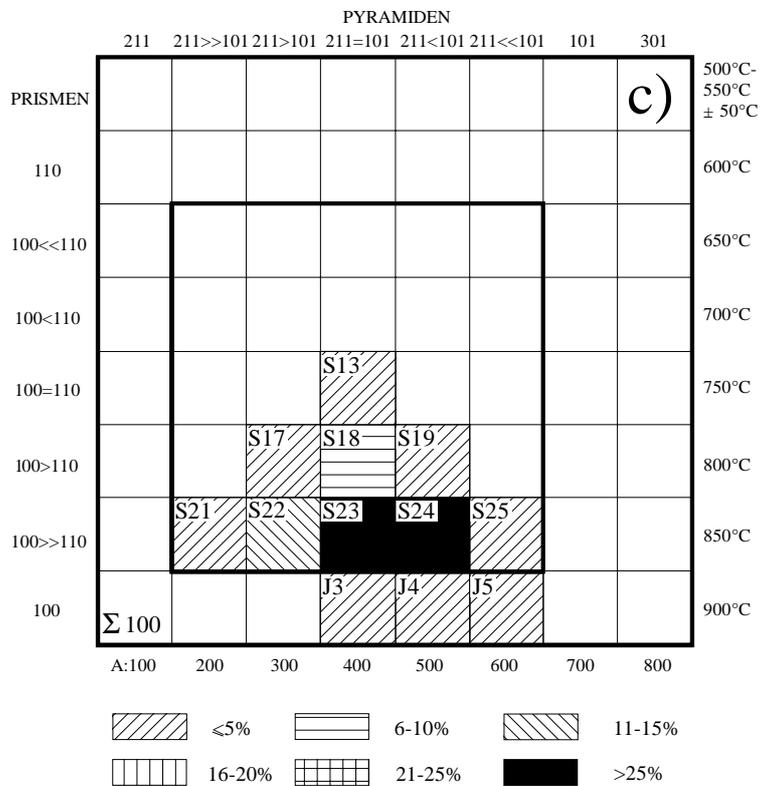
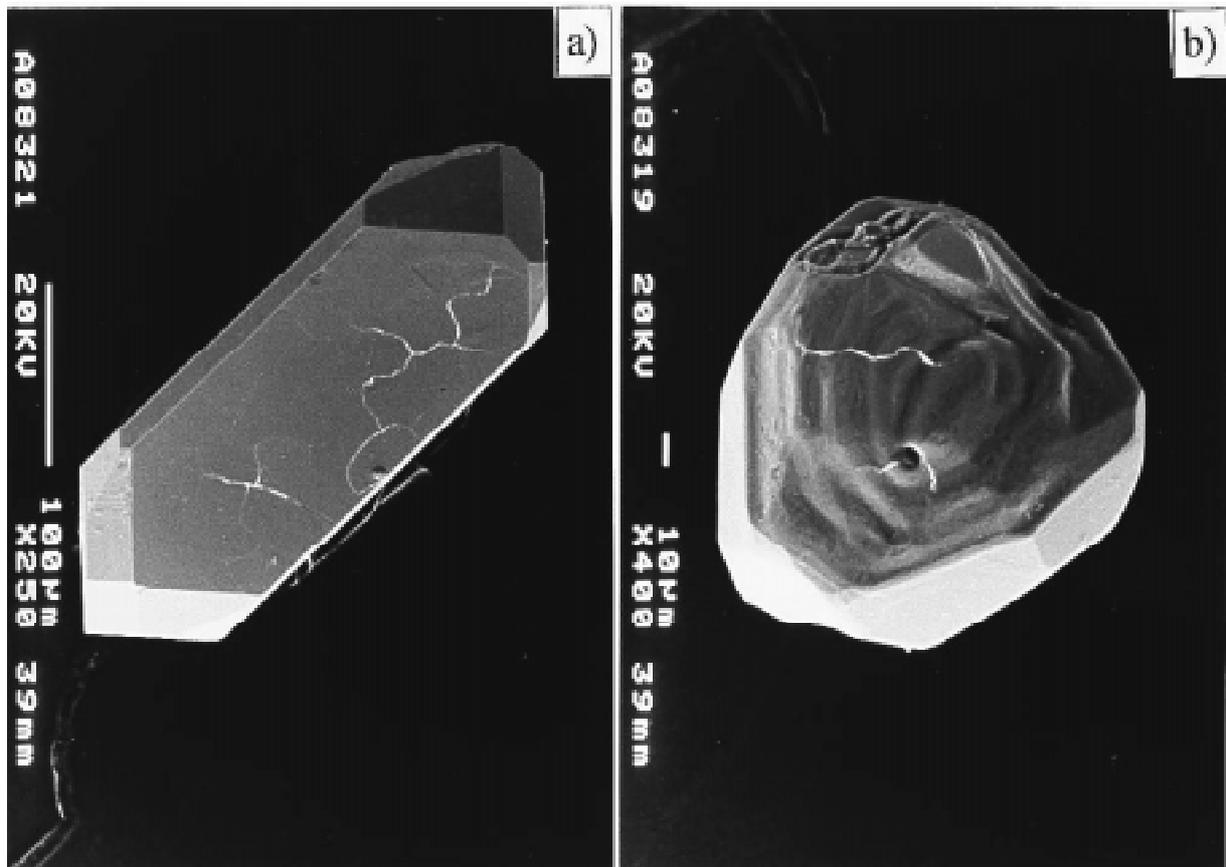


Abb. 4.17 a) REM-Aufnahme eines langprismatischen Zirkons aus dem Seimberg-Granit. b) Der eher rundlich ausgebildete Zirkon aus der gleichen Probe zeigt in der REM-Aufnahme einen schaligen Aufbau. c) Lage der prismatischen Zirkone im Klassifikationsdiagramm nach PUPIN (1980).

Von den prismatischen Typen wurden 8 Zirkone evaporiert (T_{Eva} 1600-1610°C; T_{M} zwischen 1195 und 1225°C, für Zirkon 5 bei 1330°C). Die Alterswerte der Messungen variieren zwischen 300.7 ± 4.8 Ma und 292.8 ± 12.0 Ma (Tab. 5A im Anhang). Der große Fehler des jüngeren Alters ist auf einen geringen Ionenstrom zurückzuführen. Das mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter liegt bei 297.7 ± 2.2 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) und ist identisch mit dem Alter, das sich aus der Regressionsmethode ergibt. Die gemessenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - und $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Werte definieren eine Gerade, der Schnittpunkt mit der Ordinate liegt bei einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis von 0.052267 ± 111 und entspricht einem Alter von 297.0 ± 4.8 Ma (σ). Das Histogramm für die korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse spiegelt für die prismatischen Zirkone eine nahezu ideale Gauß'sche Verteilungskurve wider (Abb. 4.17d).

Von den rundlich-elliptischen Typen wurden insgesamt 7 Zirkone überdampft (T_{Eva} 1600-1610°C; T_{M} zwischen 1195 und 1228°C). Die ermittelten Alter liegen ausnahmslos höher als die der prismatischen Zirkone. Das jüngste Alter in dieser Gruppe liegt bei 306.4 ± 19.8 Ma, das höchste bei 320.0 ± 47.6 Ma (Tab. 5A im Anhang). Bei Zirkon 3 (337.1 ± 12.7 Ma) handelt es sich nach dem DIXON-Test um einen Ausreißer, er wird daher bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt. Das mittlere Alter für die rundlich-elliptischen Typen liegt somit bei 311.7 ± 4.0 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$). Die Fehler einiger Einzelmessungen in dieser Gruppe sind sehr groß und es kommt damit sehr wohl zu einer Überschneidung mit dem mittleren Alter der prismatischen Typen. Da bei der Mittelwertbildung diese Fehler aber nicht mit eingehen, wurde entschieden, auch diese Alterswerte in der Ergebnistabelle anzugeben, zumal sich der ohne diese Zirkone berechnete Mittelwert nur geringfügig ändern würde (310.7 ± 3.6 Ma). Interessanterweise zeigt

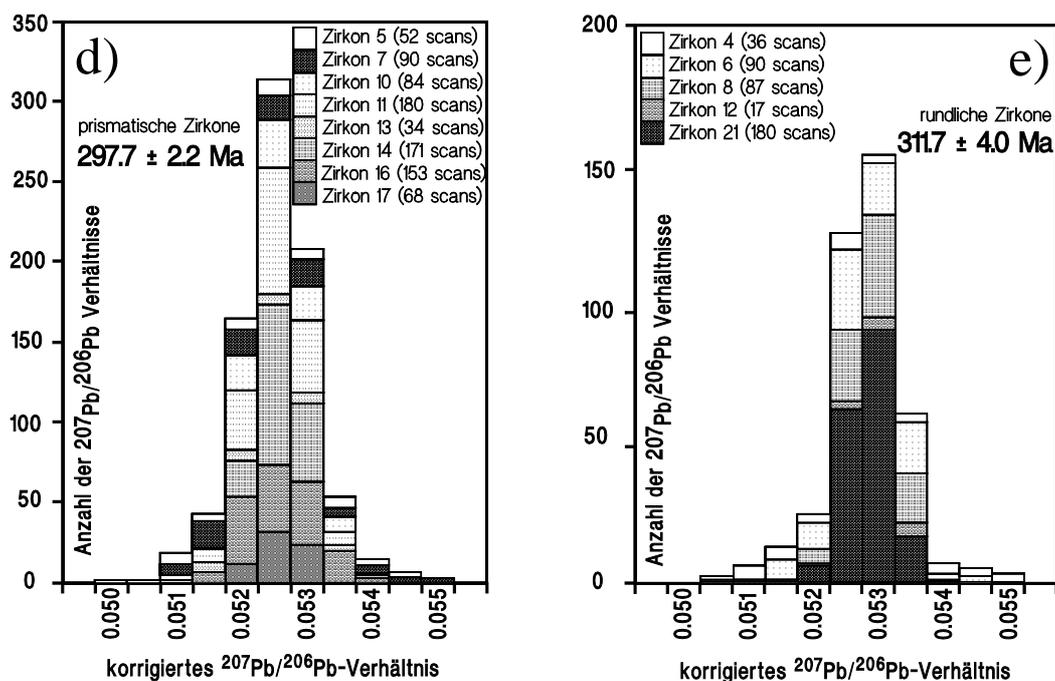


Abb. 4.17: Histogrammdarstellung der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten Pb-Isotopenverhältnisse für die d) prismatischen, e) rundlichen Zirkone aus dem Seimberg-Granit.

gerade Zirkon 3 (Ausreißer) das niedrigste $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis und damit vermutlich einen verlässlicheren Alterswert als die übrigen Zirkone dieses Typs. Daher muß die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß der über die 6 Zirkone gebildete mittlere Alterswert in Wirklichkeit höher anzusiedeln ist. Diese Annahme wird durch das Ergebnis der Regressionsmethode gestützt, wobei sich ein Alter bei $321.1 \pm 11.5 \text{ Ma}$ (σ) ergab. Abbildung 4.17e zeigt die insgesamt 410 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der rundlich-elliptischen Zirkone.

Möglicherweise handelt es sich bei den rundlich-elliptischen Typen um Frühkristallite, von denen einige während der Hauptkristallisation überwachsen wurden. Diese Vermutung scheint durch den Meßverlauf des Zirkons 17 (Abb. 4.17f) bestätigt zu werden. Die zuerst gemessenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse belegen ein Alter bei $319 \pm 7 \text{ Ma}$, ähnlich dem der rundlich-elliptischen Typen. Danach leitet ein drastischer und gut abzugrenzender Wechsel in konstant verlaufende $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse über, für die ein Alter von $299 \pm 4 \text{ Ma}$ berechnet werden kann, welches identisch ist mit dem der prismatischen Typen. Ein derartiges zweiphasiges Wachstum wird auch durch die Anwesenheit von Kristallen mit Szepterwachstum angezeigt (Abb. 4.17g).

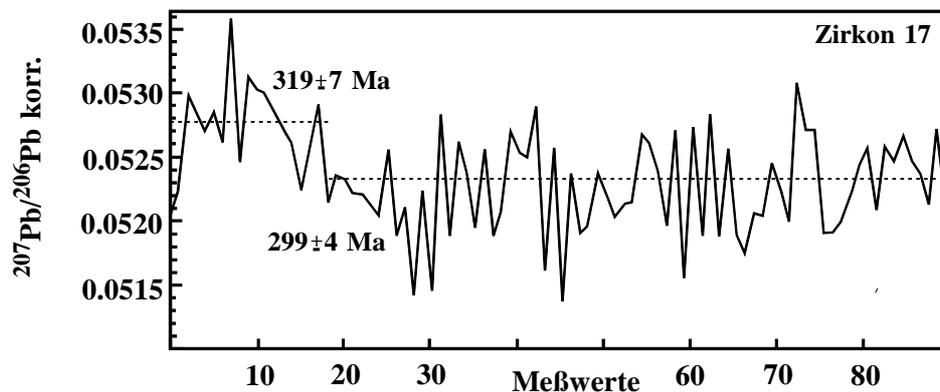


Abb. 4.17: f) Durch die anfänglich höheren $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse und die markante Änderung zu konstant verlaufenden niedrigeren Isotopenverhältnissen ist im Meßverlauf des prismatischen Zirkons 17 aus dem Seimberg-Granit möglicherweise ein zweiphasiges Wachstum angezeigt, s.a. Tab. 5A im Anhang.

Allerdings konnten die Pb/Pb-Altersdaten der verschiedenen Morphotypen durch U-Pb-Messungen an der SHRIMP II nur teilweise verifiziert werden. Für die prismatischen Zirkone ergab sich eine sehr gute Übereinstimmung mit den Evaporationsdaten, für die rundlich-elliptischen Zirkone (Abb. 4.17h) ergab sich kein höheres Alter (Tab. 7E im Anhang). Ihre Isotopenzusammensetzungen und Alterswerte sind identisch mit denen der prismatischen Typen. Möglicherweise wurden bei den rundlich-elliptischen Zirkonen nicht sichtbare Einschlüsse mit überdampf und führten zu einer Verschiebung der isotopischen Zusammensetzung und damit zu einer Verfälschung des Alterswertes.

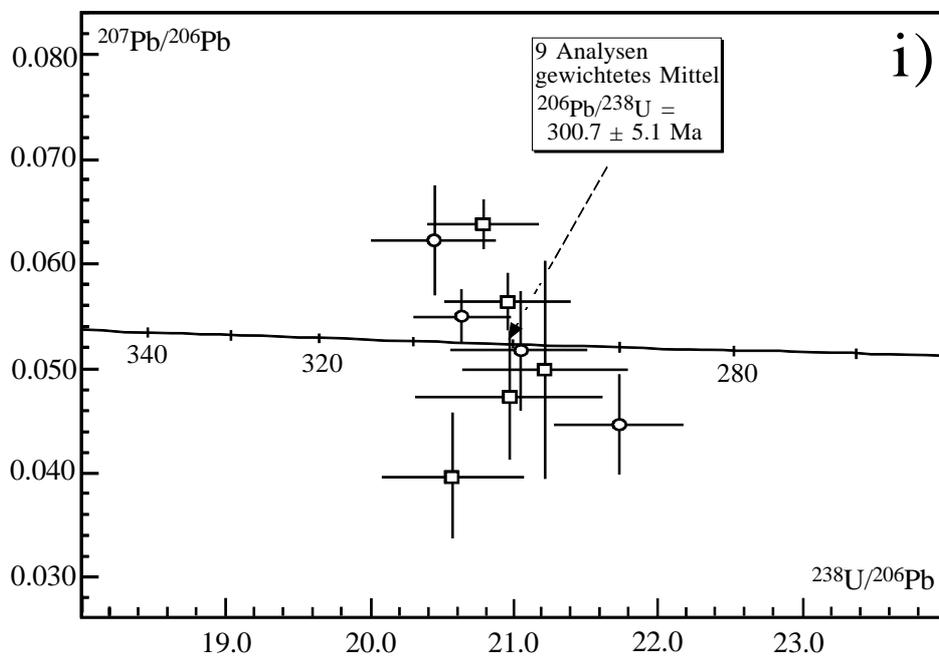
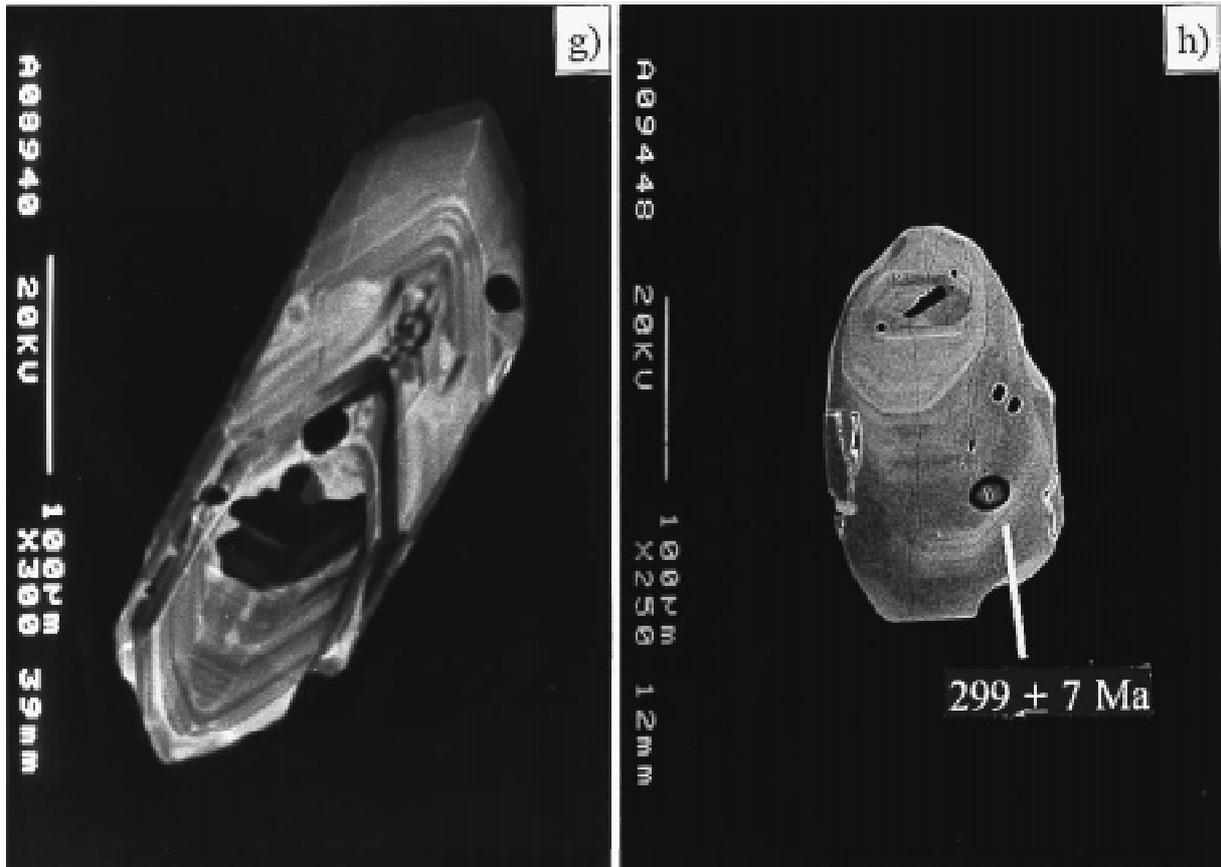


Abb. 4.17: g) KL-Aufnahme eines langprismatischen Zirkons mit Szepterwachstum. h) BSE-Bild eines an der SHRIMP analysierten Zirkons mit rundlichem Habitus (Punkt 2.1: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter $299 \pm 7 \text{ Ma}$). i) Tera-Wasserburg-Diagramm mit den Ergebnissen der SHRIMP-Punktanalysen (Kreise sind Analysen von rundlichen Zirkonen, Quadrate sind Analysen von prismatischen Zirkonen). Die externe Reproduzierbarkeit für die Konzentrationsanalysen beträgt 0.26%, die Fehlerbalken geben $\pm 1 \sigma$ an.

Die relativ großen analytischen Fehler der U-Pb-Analysen sind auf die niedrigen U-Gehalte (64-143 ppm) und den entsprechend geringen Mengen an radiogen entstandenen Pb-Isotopen zurückzuführen. Innerhalb der Fehlergrenzen sind die U-Pb-Analysen konkordant und ihre $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse liegen innerhalb eines eng abgrenzbaren Feldes (Abb. 4.17i). Das gewichtete Mittel der $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse ist 0.04775 ± 0.00034 (σ) und ergibt ein Alter von 300.7 ± 5.1 Ma (95% confidence). Dieses Ergebnis ist innerhalb der Fehlergrenzen identisch mit dem der Einzelzirkon-Evaporationsmethode für die prismatischen Zirkone (297.7 ± 2.2 Ma) und zeigt, daß die Intrusion des Seimberg-Granits im späten Karbon erfolgte. Das Intrusionsalter ist konsistent mit den Biotit-Abkühlaltern im RK, die sowohl am Kontakt des Trusetal-Granits als auch an regionalmetamorphen Gneisen der Truse-Formation ermittelt wurden und zwischen 294 ± 3 Ma und 291 ± 3 Ma liegen (ZEH et al. 1997).

4.3.1.1.2 Bairodit (93028)

Diese Varietät des Trusetal-Granits beinhaltet größtenteils prismatische, scharfkantige Zirkone von hellgelber Farbe und einem L/B-Verhältnis von maximal 5-6. Sehr häufig erscheinen die Kristalle verzerrt und gelegentlich sind an ihnen Zwillingsbildungen und Szepterwachstum zu erkennen. Risse sind zahlreich; Einschlüsse sind farblos, oval bis länglich oder dunkel und punktförmig. Untergeordnet sind rundliche, vielflächige, hellgelb gefärbte Typen vorhanden, für die eine morphologische Zuordnung schwierig ist. Die prismatischen Zirkone zeigen im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) überwiegend Morphotypen S22-S23-S24 und S19 (Abb. 4.18a) woraus sich eine Kristallisationstemperatur von $800-850 \pm 50^\circ\text{C}$ ableiten läßt (Abb. 4.18c). KL-Aufnahmen belegen für sie eine magmatische Internstruktur, teilweise mit Sanduhrstruktur (Abb. 4.18b). In einigen Kristallen ist - wie beim Seimberg-Granit - zentral ein dunkler, teils idiomorpher Bereich vorhanden, der von einer hell lumineszierenden magmatisch zonierten Zone umgeben wird.

Vom Bairodit wurden insgesamt 5 prismatische und 4 rundliche Zirkone evaporiert (T_{Eva} $1600-1607^\circ\text{C}$, T_{M} $1180-1235^\circ\text{C}$). Die prismatischen Zirkone zeigen ein nur wenig variierendes Altersspektrum von 298.7 ± 9.9 Ma bis 292.3 ± 5.6 Ma (Tab. 5B im Anhang); der Mittelwert liegt bei 295.9 ± 2.1 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) und bestätigt sich auch über die Regressionsgerade mit 295.0 ± 2.1 Ma (σ). Das Histogramm in Abb. 4.18d gibt die Verteilung der 577 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Werte an. Entsprechend seines etwas höheren Alters (298.7 ± 9.9 Ma) sind die Werte für Zirkon 9 zu höheren Verhältnissen verschoben.

Wie beim Seimberg-Granit zeigen auch hier die rundlichen Zirkone höhere Alter und ein höheres $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis. Die berechneten Alterswerte liegen zwischen 319.2 ± 8.6 Ma und 304.8 ± 4.5 Ma (Tab. 5B im Anhang); der mittlere Alterswert errechnet sich auf 312.4 ± 6.3 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) und wird über die Regressionsmethode (314.8 ± 5.2 Ma (σ)) bestätigt. Für die insgesamt 301 korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Werte ergibt sich eine leicht anormale Gauß'sche Verteilungskurve (Abb. 4.18e).

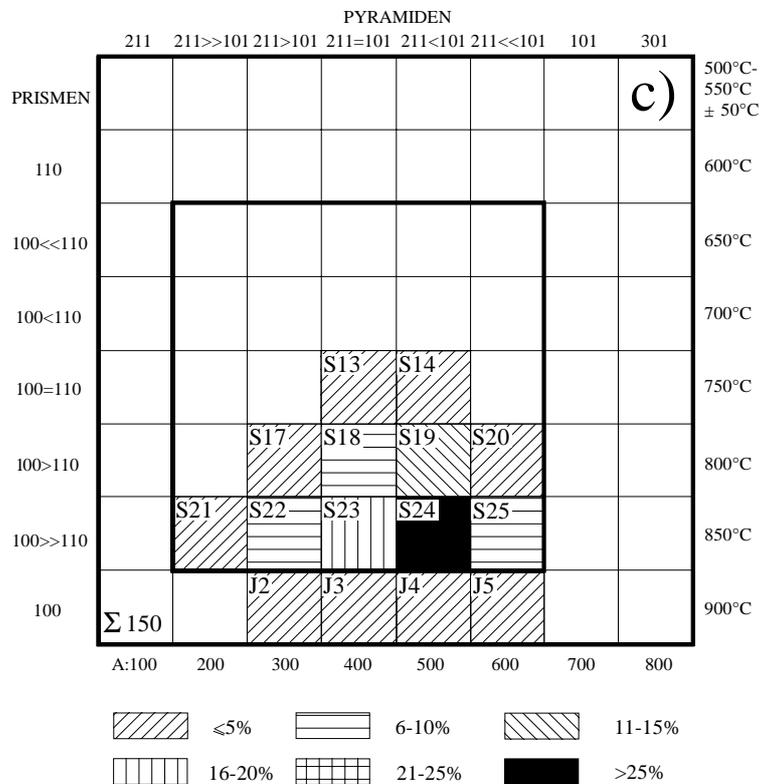
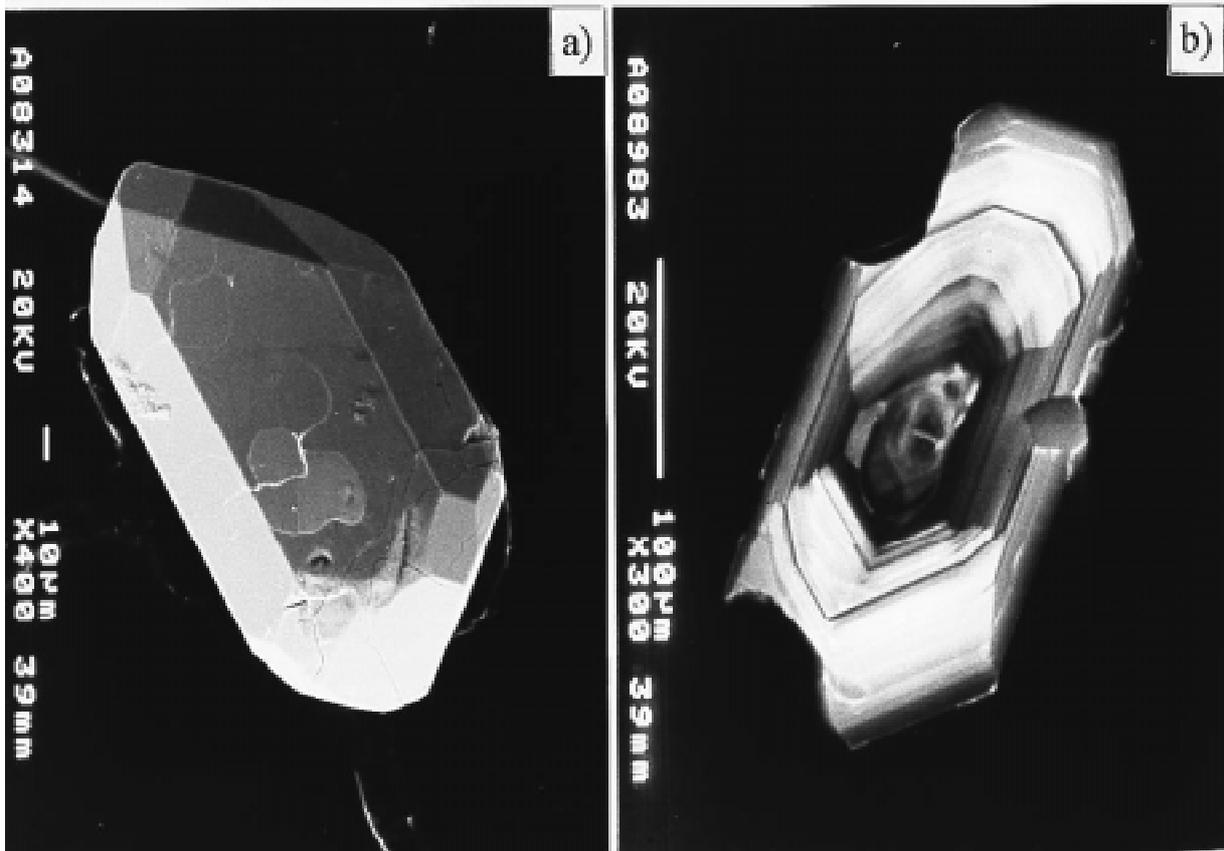


Abb. 4.18: a) REM-Bild eines prismatischen Zirkons aus dem Trusetal-Granit (Bairodit). b) Die KL-Aufnahme zeigt einen dunklen, leicht abgerundeten Kernbereich, an den sich eine magmatisch zonierte Zone anschließt. c) Klassifikationsschema für die prismatischen Zirkone aus dem Bairodit, PUPIN (1980).

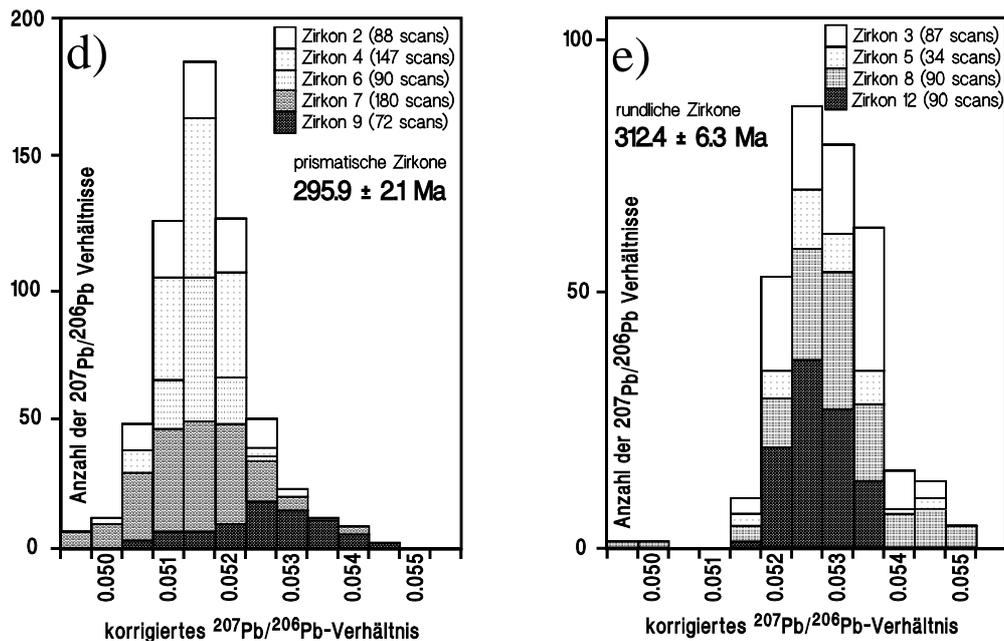


Abb. 4.18: Histogramm der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten Pb/Pb-Verhältnisse d) für die prismatischen und e) für die runden Zirkone vom Trusetal-Granit (Bairodit).

4.3.1.2 Ruhlaer Granit (93014)

Die Zirkone aus dem Ruhlaer Granit sind prismatisch, scharfkantig und von hellgelber Farbe. Stark rissige Kristalle sind bräunlich gefärbt. Gelegentlich sind die Risse rötlich verfüllt bzw. die Kristalle von Hämatit überzogen. Die Zirkone sind häufig verzerrt, nicht idiomorph und das L/B-Verhältnis liegt selten höher als 5. Charakteristisch für den Ruhlaer Granit ist die hohe Anzahl von extrem kurzprismatischen Zirkonen mit einem L/B-Verhältnis um 1-1.5 (Abb. 4.19a). Sehr häufig sind farblose ovalausgelängte Einschlüsse zu erkennen, bei denen es sich möglicherweise um Gaseinschlüsse handelt. Daneben sind auch dunkle, punktförmige Fremdminerale vorhanden. Die Zirkone lassen sich im PUPIN-Schema mehrheitlich den Morphotypen S18-S19 und S23-24 zuordnen. Während die beiden Pyramidenflächen $\{211\}$ und $\{101\}$ etwa gleich ausgeprägt sind, dominiert das $\{100\}$ -Prisma gegenüber dem $\{110\}$ -Prisma, woraus sich eine Kristallisationstemperatur von $800-850 \pm 50^\circ\text{C}$ ableiten ließe (Abb. 4.19c). Auf KL-Bildern zeigt die Mehrzahl der Zirkone eine regelmäßige magmatische Wachstumszonierung (Abb. 4.19b), nur in wenigen Fällen ist ein Kern zu vermuten.

Vom Ruhlaer Granit wurden insgesamt 10 Zirkone am Massenspektrometer auf ihre Pb-Isotopien untersucht (T_{Eva} $1600-1610^\circ\text{C}$; T_{M} zwischen 1170 und 1240°C), die Ergebnisse sind in Tabelle 5C im Anhang aufgelistet. Bei Zirkon 9 handelt es sich nach dem DIXON-Test um einen Ausreißer, die deutlich höheren $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse und das daraus resultierende Alter von $317.3 \pm 5.3 \text{ Ma}$ zeigt eine vermutlich ererbte Komponente an. Die ermittelten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter für die verbleibenden 9 Zirkone streuen zwischen $298.6 \pm 6.4 \text{ Ma}$ und $286.3 \pm 6.7 \text{ Ma}$ mit einer deutlichen Häufung bei 298 Ma . Das mittlere Alter für die Intrusion des Ruhlaer Granits errechnet sich auf $295.2 \pm 3.1 \text{ Ma}$ ($2\sigma_{\text{mean}}$).

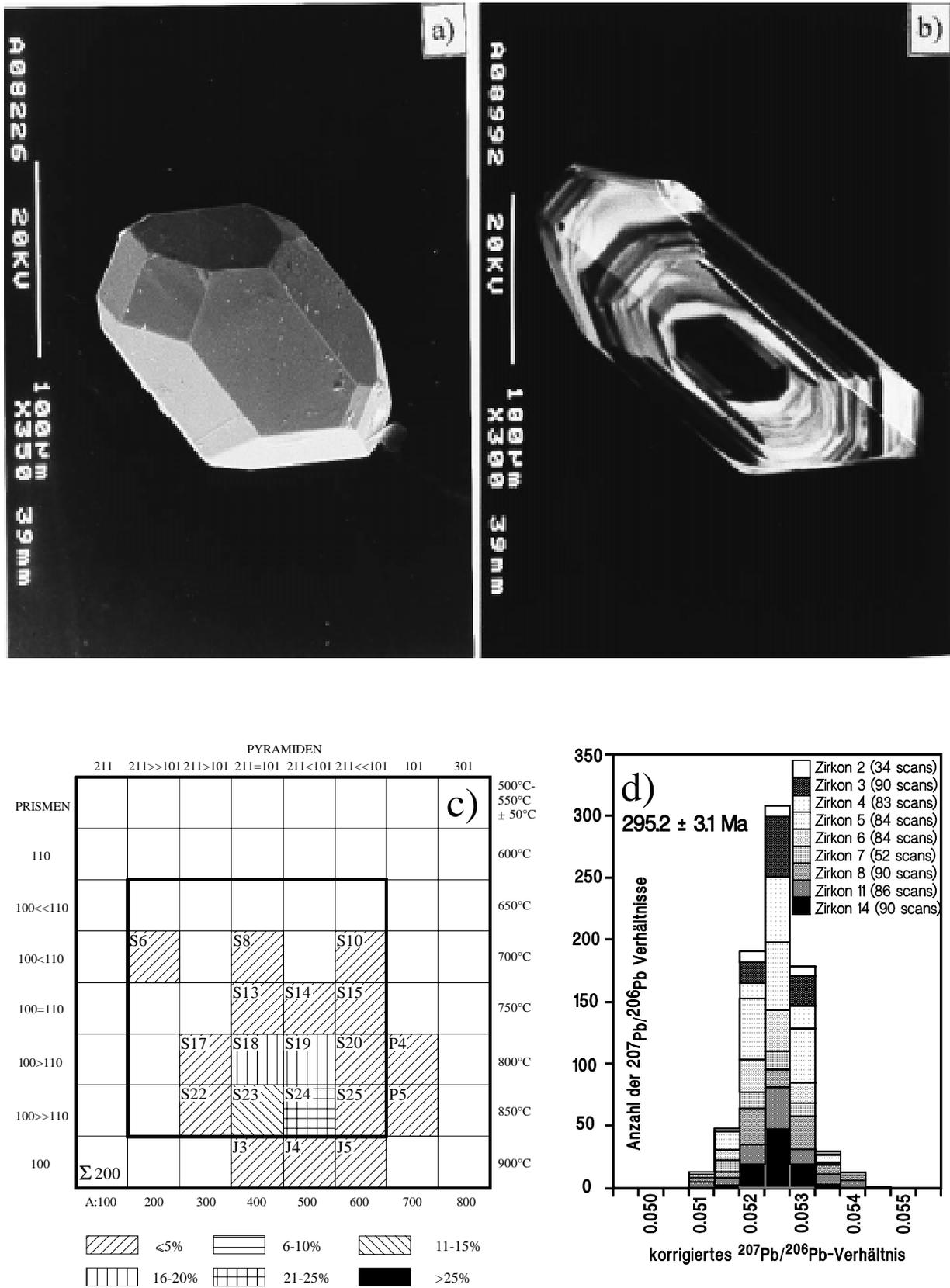


Abb. 4.19: a) REM-Aufnahme eines für den Ruhlaer Granit charakteristischen kurzprismatischen, scharfkantigen Zirkons. b) KL-Bild zeigt magmatisches Zoning im Zirkon. c) Lage von insgesamt 200 Zirkonen aus dem Ruhlaer Granit im Diagramm von PUPIN (1980). d) Häufigkeitsverteilung der korrigierten Isotopenverhältnisse.

Die insgesamt 693 Scans spiegeln eine nahezu ideale Gauß'sche Verteilungskurve wider (Abb. 4.19d). Mit der Regressionsmethode ergibt sich für die Zirkone aus dem Ruhlaer Granit ein Alter bei 294.1 ± 6.8 Ma (σ). Interessanterweise liegen auch die Analysenwerte von Zirkon 9 nahe bei der Geraden, so daß dieser ebenfalls als Bestandteil der Zirkonpopulation anzusehen ist.

An Biotiten des Ruhlaer Granits vom Gerberstein wurden von FRIEDRICHS et al. (1997) in-situ- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserchronometrie-Analysen durchgeführt. Während der mittlere Alterswert eines Biotitkorns bei 295 ± 2 Ma liegt, ergeben Analysen an weiteren Körnern im selben Schliff Alter zwischen 297 ± 2 Ma bis 293 ± 1 Ma. Diese, im Vergleich zu den klassischen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Biotit-Datierungen (GOLL et al. 1996) ca. 10 Ma höheren Werte, werden von den Autoren als zuverlässiger angesehen, da Effekte wie Opazitisierung und Chloritisierung, die das Alter der datierten Glimmerkonzentrate verfälscht haben könnten, ausgeschlossen werden können. Die Abkühlalter sind somit nahezu identisch mit dem an den Zirkonen ermittelten Intrusionsalter von 295.2 ± 3.1 Ma. Dies spricht für eine rasche Abkühlung des Ruhlaer Granits unter 300°C (Schließungstemperatur von Biotit). Entweder wurde der Granitkörper sehr rasch exhumiert oder die Intrusion erfolgte in einem flachen Intrusionsniveau in ein bereits kaltes Nebengestein. Letztere Annahme wird dadurch bestärkt, daß die bereits grünschieferfaziell überprägten Gesteine der Ruhlaer Formation kontaktmetamorph erneut aufgeheizt wurden (ZEH 1995, 1996).

4.3.1.3 Brotterode-Diorit (93020)

Die Intrusion des Brotterode-Diorits an der Grenze Karbon/Perm markiert das Ende des vierten und zeigt den Beginn des fünften magmatischen Ereignisses im RK an. Dieser als Permvulkanismus bezeichnete Zyklus ist durch eine Vielzahl basischer und saurer Intrusivgesteine, effusiven Laven und Ignimbrite sowie vulkanischer Tufflagen gekennzeichnet.

Die Zirkonfraktion erscheint sehr homogen durch meist prismatisch ausgebildete, klare, glattflächige, hellgelbe bis weißliche, scharfkantige, häufig verzerrte Kristalle. Das L/B-Verhältnis liegt mehrheitlich um 4, gelegentlich höher, untergeordnet treten rundliche Formen auf. Manche Zirkone zeigen Verzwilligungen parallel der Längsachse, (Abb. 4.20a). Neben dunklen, punktförmigen Fremdmineralen können auch sehr viele farblose, oval bis längliche Phasen eingeschlossen sein. Eine große Anzahl der Kristalle ist zerbrochen. Es zeigt sich, daß die beiden Pyramidenflächen $\{211\}$ und $\{101\}$ etwa gleich ausgeprägt sind und das $\{100\}$ -Prisma gegenüber dem $\{110\}$ -Prisma stark dominiert. Die daraus resultierenden Morphotypen lassen nach PUPIN (1980) auf eine Kristallisationstemperatur von $800-850 \pm 50^\circ\text{C}$ schließen (Abb. 4.20c). KL-Aufnahmen belegen für die überwiegende Mehrzahl der Zirkone eine gleichmäßige magmatische Wachstumszonierung, teils mit Sanduhrstruktur (Abb. 4.20b).

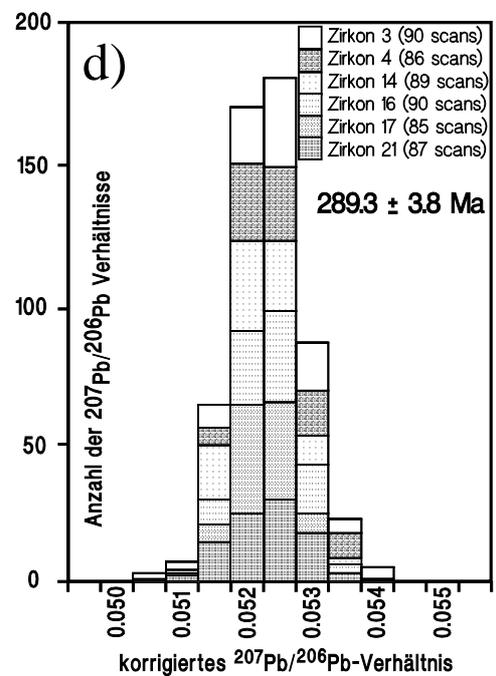
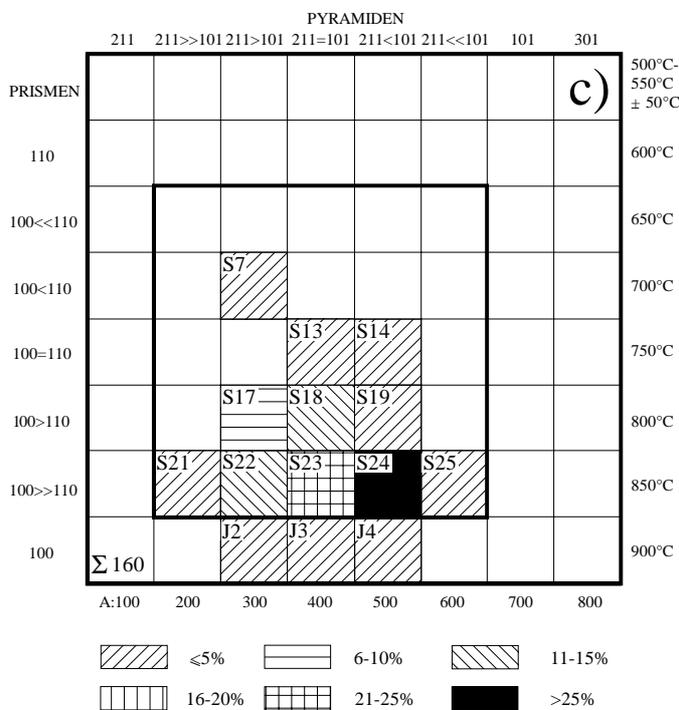
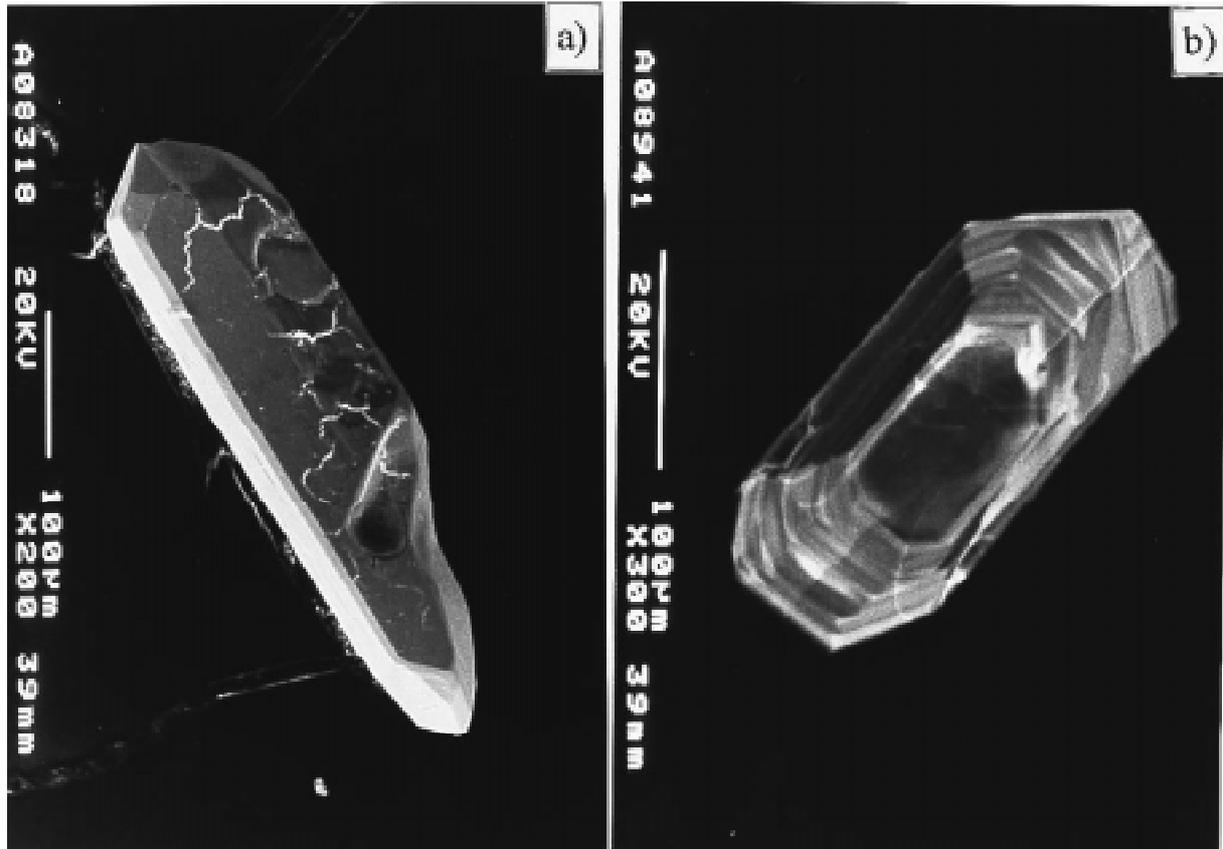


Abb. 4.20: a) REM-Aufnahme eines parallel der Längsachse verzwilligten Zirkons aus dem Brotterode-Diorit. b) KL-Bild belegt eine annähernd gleichmäßige magmatische Wachstumszonierung des Zirkons. c) Morphotypenbestimmung für insgesamt 160 Zirkone aus dem Brotterode-Diorit; Klassifikationsschema nach PUPIN (1980). d) Histogrammdarstellung für 6 der evaporierten Zirkone.

Vom Brotterode-Diorit wurden insgesamt 7 Zirkone am Massenspektrometer datiert (T_{Eva} 1590-1600°C; T_{M} 1220-1225°C). Im Gegensatz zum Trusetal-Granit sind hier keine altersmäßigen Abweichungen der rundlichen Typen von den prismatischen Typen festzustellen. Die berechneten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter für 6 der 7 Zirkone variieren zwischen 295.3 ± 5.4 Ma und 282.4 ± 4.8 Ma (Tab. 5D im Anhang), woraus sich ein Mittelwert von 289.3 ± 3.8 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) ergibt. Bei dem höheren Alter von 328.0 ± 12.5 Ma für Zirkon 2, der in α -Bromnaphthalin keine Anzeichen für einen Kern erkennen ließ, handelt es sich nach dem DIXON-Test um einen Ausreißer. Mittels der Regressionsmethode errechnet sich für die 6 Zirkone ein Alter von 291.8 ± 4.0 Ma (σ), entsprechend einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis von 0.052148 ± 89 . In der Histogrammdarstellung (Abb. 4.20d) ergibt sich für die 527 korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse eine nahezu ideale Gauß'sche Verteilung. Die Intrusion des Brotterode-Diorits fand demnach an der Grenze vom späten Karbon zum frühen Perm statt.

4.3.2 NNE-SSW-streichende karbonische Gänge in der Ruhlaer Formation

Die porphyrischen Gänge im Bereich des RK weisen drei unterschiedliche Streichrichtungen auf. Die Ruhlaer Formation wird vorwiegend von NNE-SSW-streichenden Gängen durchschnitten während im südöstlichen Teil des RK die Gänge meist NW-SE verlaufen. Im Bereich der Brotterode-Formation herrscht eine NE-SW Streichrichtung vor.

4.3.2.1 Langewald-Granitporphyr (98001)

Es sind ausnahmslos prismatische, scharfkantige und glattflächige Zirkone mit einem vorherrschenden L/B-Verhältnis von 2.5-3, selten bis 5, vorhanden. In den wenigsten Fällen sind die Kristalle klar und leicht gelblich gefärbt; meist erscheinen sie auf Grund zahlreicher Risse trübe, farblos, fast weißlich. Äußerlich oder in Rissen aufliegendes feinkörniges Hämatit führt zu einer rötlichen Färbung einzelner Kristalle. Häufig sind die Zirkone nicht idiomorph sondern erscheinen verzerrt. Fremdmineraleinschlüsse sind xenomorph und von dunkler Farbe. Die starke Dominanz der $\{101\}$ -Pyramidenfläche gegenüber der $\{211\}$ -Pyramidenfläche spiegelt sich im Klassifikationsdiagramm nach PUPIN (1980) wider, und die Kristalle lassen sich mehrheitlich den Morphotypen P2-3 zuordnen. Damit ergibt sich nach PUPIN (1980) eine Kristallisationstemperatur von $700-750 \pm 50^\circ\text{C}$ (Abb. 4.21a).

Vom Langewald-Granitporphyr wurden 6 Zirkone (T_{Eva} 1604-1610°C; T_{M} zwischen 1180 und 1230°C) verdampft. Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter umspannen einen relativ großen Altersbereich zwischen 299.2 ± 3.4 Ma und 284.5 ± 3.6 Ma, mit einem deutlichen Schwerpunkt um 298 Ma (Tab. 6A im Anhang). Da die beiden jüngsten Alter nach dem DIXON-Test auch in die Mittelwertbildung einzubeziehen sind, errechnet sich das Alter für die Intrusion des Langewald-Granitporphyrs auf 294.7 ± 5.4 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$). Über die Regressionsmethode ergibt sich ein etwas jüngeres Alter von 291.1 ± 5.9 Ma (σ). Abbildung 4.21b zeigt die insgesamt 618 korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Das Intrusionsalter ist konsistent mit

Ar/Ar-Daten bei 294 ± 2 Ma, die GOLL (1996) an Feldspäten des Langewald-Granitporphyrs bestimmt hat. Dieses Ergebnis läßt auf eine extrem schnelle Abkühlung des Intrusionskörpers schließen.

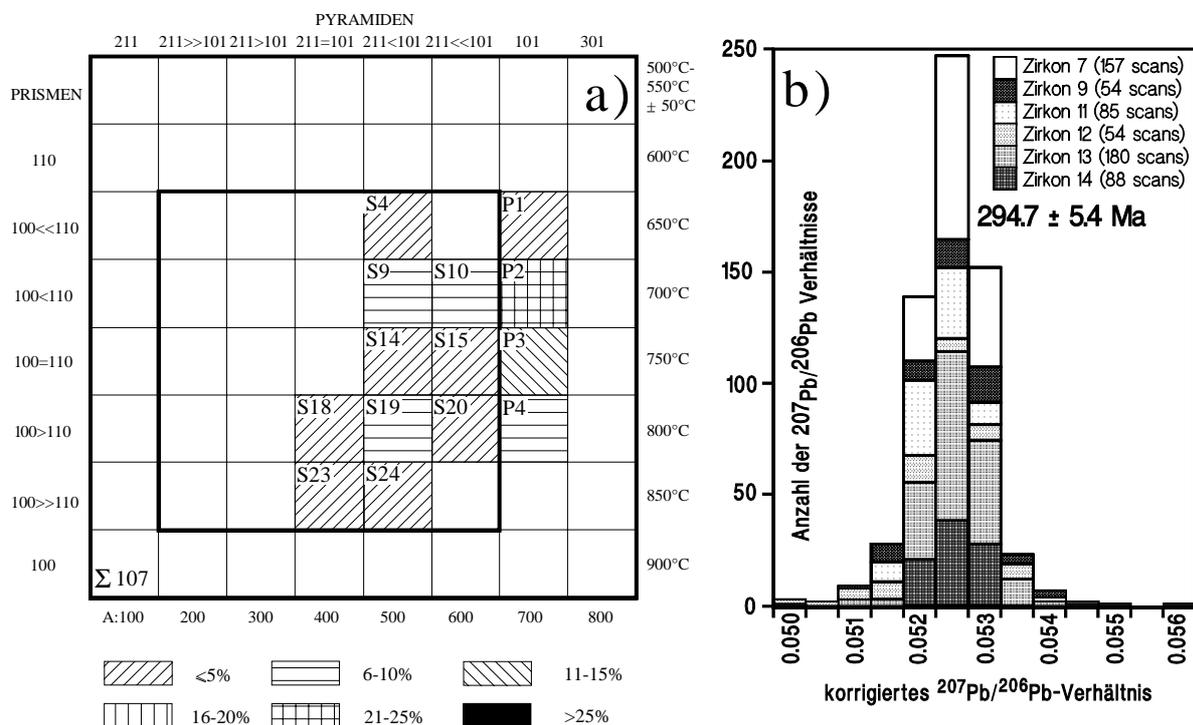


Abb. 4.21: a) Lage der Morphotypen im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980).
 b) Histogramm der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse.

4.3.2.2 Synkinematischer Granitporphyr von Thal-Heiligenstein (97010)

Die Zirkonfraktion ist homogen; alle Kristalle weisen einen prismatischen Habitus auf. Das L/B-Verhältnis liegt um 3, maximal bei 5. Die meisten Zirkone wirken durch die zahlreichen Risse, die mit bräunlich-rötlichem Material belegt sind, stark getrübt bis rötlich gefärbt. Auffällig ist die teilweise stark angelöste Oberfläche, die sich bei vielen Zirkonen interessanterweise nur auf die {100}-Prismen, gelegentlich in Kombination mit den {101}-Pyramidenflächen beschränkt (Abb. 4.22a). Nahezu zwei Drittel aller Zirkone können im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) den P1-4 Morphotypen zugeordnet werden woraus sich ein großes Temperaturintervall von $650\text{-}800 \pm 50^\circ\text{C}$ für deren Bildung ableiten läßt (Abb. 4.22c). KL-Aufnahmen belegen, daß neben stark lumineszierenden Zirkonen auch schwach lumineszierende Kristalle mit einer einheitlichen magmatischen Wachstumszonierung vorhanden sind, Abb. 4.22b.

Es wurden 10 Zirkone evaporiert (T_{Eva} 1600-1609°C; T_{M} zwischen 1200 und 1235°C). In den berechneten Alterswerten ist eine enorme Streubreite festzustellen, die von 329.1 ± 9.4 Ma bis 211.8 ± 4.7 Ma

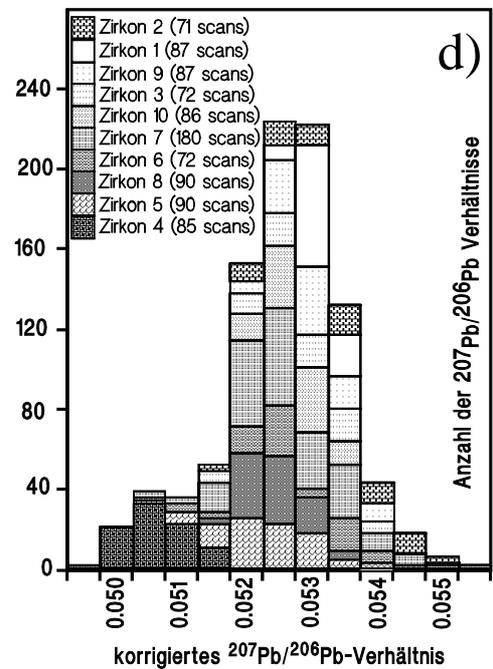
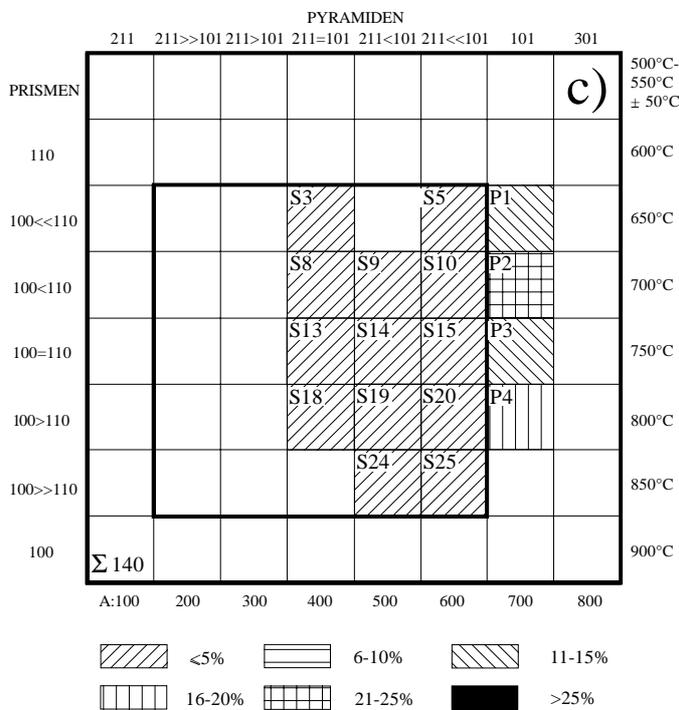
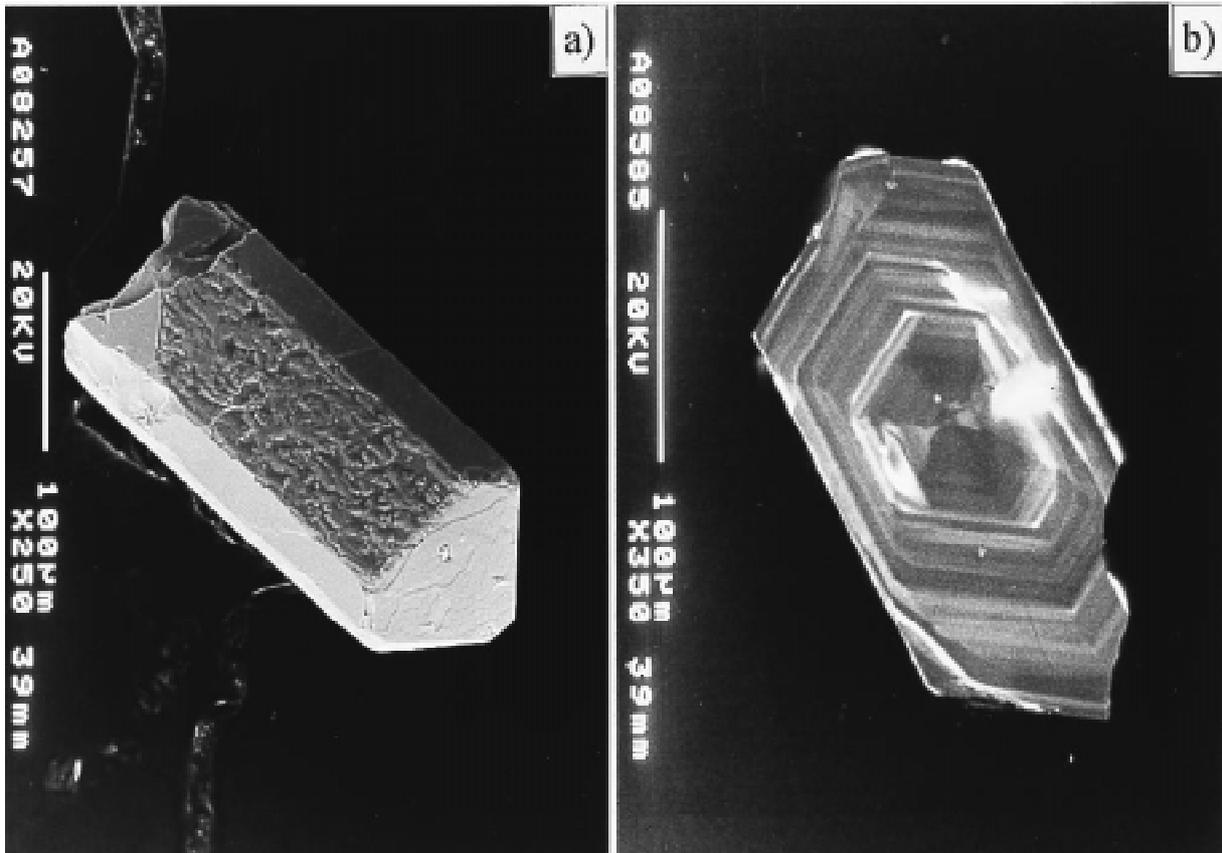


Abb. 4.22: a) REM-Aufnahme eines prismatischen Zirkon-Bruchstücks mit einer auffälligen, nur die {100}-Prismen betreffenden korrodierten Oberfläche. b) KL-Bild zeigt einen Zirkon mit einer einheitlichen magmatischen Wachstumszonierung. c) Klassifikationsdiagramm nach PUPIN (1980). d) Die Histogrammdarstellung zeigt keine ideale Gauß'sche Verteilungskurve für die insgesamt 920 korrigierten Isotopenverhältnisse.

reicht. Auffallend sind aber auch zwei deutliche Schwerpunkte bei ca. 305 Ma und ca. 320 Ma (Tab. 6B im Anhang). Möglicherweise sind die höheren Alterswerte durch ererbte Komponenten zustande gekommen. Ob die Alter um 305 Ma das wahre Bildungsalter des synkinematischen Granitporphyrs von Thal-Heiligenstein widerspiegeln und ob die jüngsten Alterswerte auf partiellen Pb-Verlust und/oder eine hydrothermale Beeinflußung zurückzuführen sind, kann nur vermutet werden.

Die Korrelation der unkorrigierten Pb-Isotopenverhältnisse mittels der Regressionsmethode führt zu keinem Ergebnis. Es ist daher zu vermuten, daß Einschlüsse oder ererbte Komponenten in einigen Zirkonen zu einer Verfälschung des tatsächlichen Alterswertes geführt haben. Die Histogrammdarstellung der insgesamt 920 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse zeigt dementsprechend auch keine ideale Gauß'sche Verteilungskurve (Abb. 4.22d). Es ist klar zu erkennen, daß die Werte für Zirkon 4 (für den das jüngste Alter ermittelt wurde) zu niedrigeren Isotopenverhältnissen verschoben sind.

4.3.2.3 Granitporphyr vom Drahtziehwerk nördlich Hohleborn (98005)

Im Vergleich zu den oben aufgeführten Granitporphyren lagert dieser relativ flach, nahezu schieferungskonkordant in Glimmerschiefern und Gneisen der südöstlichen Truse-Formation. Der im Randbereich deformierte Granitporphyr enthält eine homogene Zirkonfraktion, die ausschließlich prismatische Kristalle mit einem L/B-Verhältnis von 2-3 aufweist. Die Kristallkanten sind scharf und nur selten leicht abgerundet. Die meisten Zirkone wirken auf Grund zahlreicher Risse trübe und zeigen durch das außen aufliegende oder in den Rissen sitzende Hämatit eine gelblich-rötliche Färbung. Nur wenige klare und schwach hellgelb gefärbte Kristalle sind vorhanden. Zahlreiche Zirkone haben Brucherscheinungen sowie rötliche und dunkle Fremdmineral-Einschlüsse. Die Kristalle zeigen in ihrer äußeren Form nur eine geringe Variation, die pyramidalen Enden werden hauptsächlich durch die {101}-Flächen bestimmt. Sie lassen sich mehrheitlich den Morphotypen P1-P3 zuordnen woraus sich nach PUPIN (1980) eine Bildungstemperatur von $650-750 \pm 50^\circ\text{C}$ ergibt (Abb. 4.23a).

Die Evaporation der 6 Zirkone erfolgte bei Temperaturen zwischen 1604 und 1613°C , die Messungen wurden zwischen 1190 und 1240°C durchgeführt. Die korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alterswerte zeigen eine relativ geringe Variationsbreite von 300.3 ± 1.2 Ma bis 288.5 ± 3.5 Ma woraus sich ein Mittelwert bei 293.6 ± 4.1 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) ergibt, Tab. 6C im Anhang.

Im Histogramm ergibt sich für die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Werte eine ideale Gauß'sche Verteilungskurve (Abb. 4.23b). Die Regressionsgerade der unkorrigierten Pb/Pb-Verhältnisse schneidet die Ordinate bei 0.052142 ± 162 , der zugehörige Alterswert liegt bei 291.6 ± 7.1 Ma (σ). Der über die 6 Einzelzirkonmessungen ermittelte Durchschnittswert von 293.6 ± 4.1 Ma kann daher mit hoher Wahrscheinlichkeit als das Intrusionsalter des Granitporphyrs vom Drahtziehwerk nördlich Hohleborn angesehen werden.

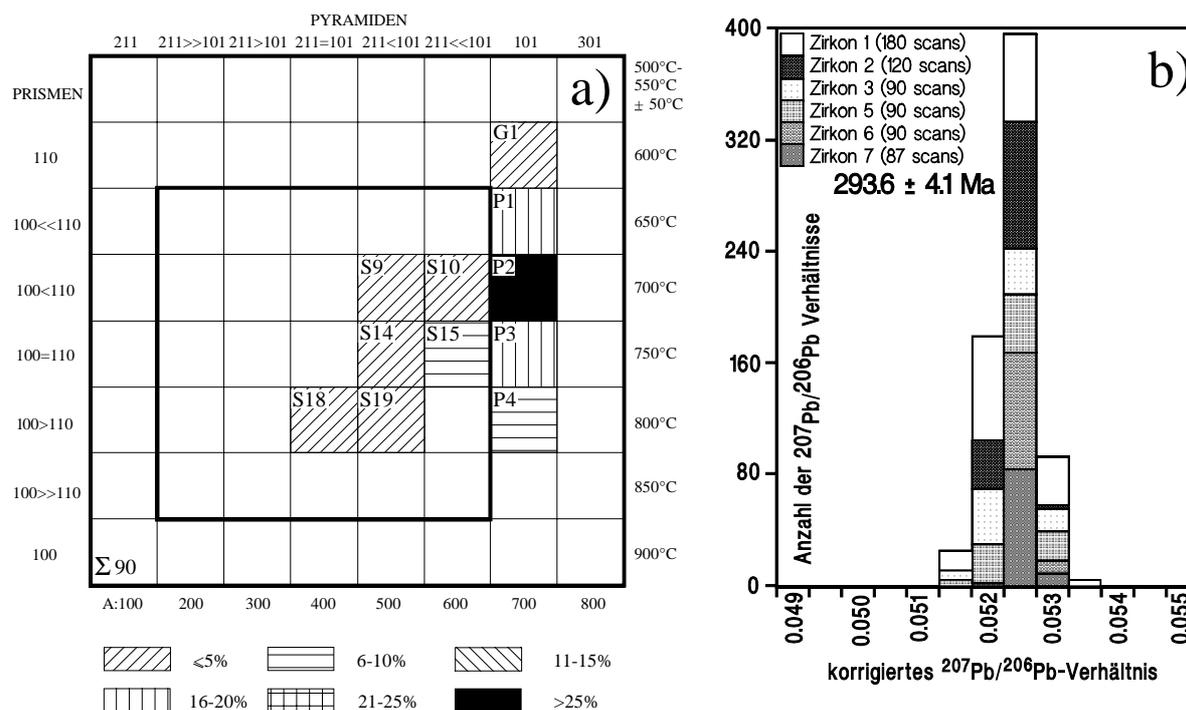


Abb. 4.23: a) Lage der Zirkone im Morphologiediagramm nach PUPIN (1980). b) Häufigkeitsverteilung der korrigierten Pb-Isotopenverhältnisse.

4.3.3 NW-SE-streichende permische Gänge

Von den NW-SE-streichenden Gängen wurden der Felsitporphyr vom Laudenberg-Wanderstein, der Quarzporphyr von Mosbach in der Engestiegstörung und der Trusetaler Hauptgang beprobt. Gravitativ aufgeschwemmte Achatmandeln am Top des Rhyoliths (Typ Meisenstein) am Reifstiege deuten darauf hin, daß das Material effusiv ausgeflossen ist und eine Rhyolithdecke bildete. Auf Grund seines vergleichbaren Alters mit den NW-SE-streichenden Porphyren (siehe unten) wird der Rhyolith zusammen mit diesen im folgenden Abschnitt behandelt.

4.3.3.1 Rhyolith vom Typ Meisenstein (98002)

Die Zirkonpopulation ist homogen und es liegen ausschließlich prismatische, nahezu idiomorphe, scharfkantige bis leicht kantengerundete Kristalle vor. Die meisten Zirkone sind zerbrochen, stark rissig, einschlußreich und haben auf Grund ihrer rauhen Oberfläche ein trübes, wenig transparentes Aussehen. Auffällig ist die parallel zu den Prismenflächen angeordnete Streifung bei verzwilligten Kristallen. Die Farbe variiert von nahezu farblos bis leicht gelblich, die rötlichbraune Färbung einzelner Kristalle ist auf das äußerlich oder auf Rissen aufliegende feinkörnige Hämatit zurückzuführen. Das L/B-Verhältnis liegt meist bei 3, selten ist es höher. Im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) lassen sich die Zirkone mehrheitlich den Typen P2, P3 und P4 zuordnen, die Kristallisationstemperatur lag demnach zwischen 700-800 ± 50°C (Abb. 4.24a).

Die Alter der insgesamt 11 analysierten Zirkone variieren sehr stark (Tab. 6D im Anhang). Das hohe Alter von 395.6 ± 3.9 Ma (Zirkon 9) ist vermutlich auf eine ererbte Komponente zurückzuführen. Vergleichbare prävariszische Alterswerte wurden an zahlreichen Orthogneisen des Zentralen Kristallins ermittelt. Die beiden jüngsten Alterswerte von 248.2 ± 5.0 Ma und 236.3 ± 11.4 Ma (Zirkon 5 und 11) könnten aus einem partiellen Pb-Verlust resultieren. Die übrigen 8 Zirkonalter bilden mit ihren Einzelwerten zwischen 297.1 ± 4.5 Ma und 276.5 ± 5.8 Ma ein engeres Cluster, das mittlere Alter liegt bei 287.2 ± 5.3 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) und wird als das Bildungsalter des Rhyoliths interpretiert. Ein innerhalb der Fehlergrenzen identisches Alter von 285.1 ± 6.7 Ma (σ) ergibt sich über die Regressionsmethode. Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse zeigt die Abbildung 4.24b.

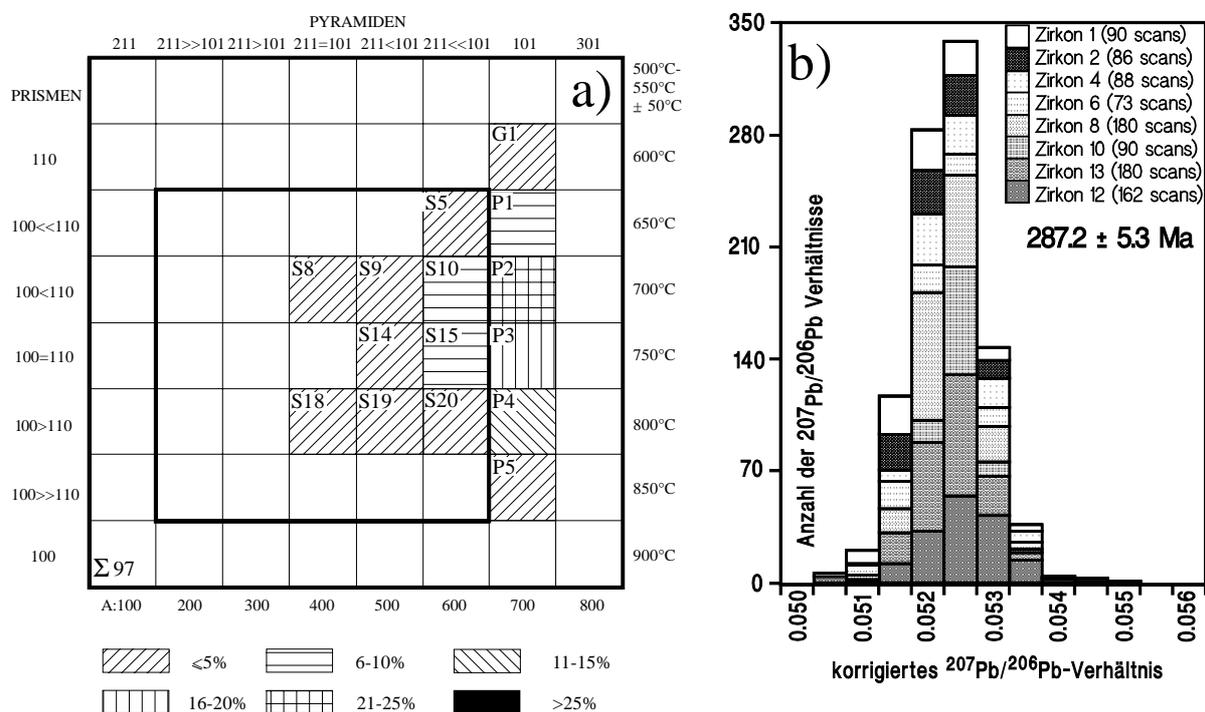


Abb. 4.24: a) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980). b) Häufigkeitsverteilung der Pb/Pb-Verhältnisse für die 8 evaporierten Zirkone aus dem Rhyolith (Typ Meisenstein) vom Reifstiege.

4.3.3.2 Felsitporphyr vom Laudenberg-Wanderstein (98004)

Das Schwermineralkonzentrat beinhaltet zwei unterschiedliche Zirkontypen. Etwa die Hälfte der Zirkone sind prismatisch, scharfkantig und glattflächig (Typ 1). Die übrigen Zirkone sind auch prismatisch aber kantengerundet und auf Grund ihrer porös und korrodiert wirkenden Oberfläche weniger transparent (Typ 2). Die ebenfalls vorhandenen, leicht violett gefärbten Fluorite weisen darauf hin, daß aggressive F-haltige Lösungen für diese Oberflächenkorrosion verantwortlich sein könnten. Eine Aussage über das vorherrschende L/B-Verhältnis wird durch den hohen Anteil zerbrochener Zirkone erschwert. Zirkone vom Typ 1 weisen selten ein höheres L/B-Verhältnis als 3 auf, Zirkone vom Typ 2 können ein L/B-Verhältnis bis maximal 5 erreichen. Das Farbspektrum beider Typen reicht von hellgelb bis gelb-

braun. Als Einschlüsse sind dunkle, meist punktförmige Mineralphasen zu erkennen. Gelegentlich tritt auch Hämatit auf, der über Risse in den Zirkon gelangt und bisweilen außen aufliegt. In das Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) konnten nur wenige Kristalle eingetragen werden (Abb. 4.25a). Die Zirkone vom Typ 1 zeigen dabei eine Dominanz des {100}-Prismas sowie der {101}-Pyramidenfläche. Eine Bestimmung der Morphotypen für Zirkone vom Typ 2 ist schwierig, REM-Untersuchungen lassen jedoch ähnliche Formen wie bei den Zirkonen vom Typ 1 erkennen.

Es wurden insgesamt 9 Zirkone evaporiert (T_{Eva} 1600-1614°C; T_{M} zwischen 1160 und 1240°C). Tabelle 6E im Anhang zeigt, daß 6 dieser 9 Zirkone einen altersmäßigen Schwerpunkt bei ca. 280 Ma bilden und die Zirkone vom Typ 1 (5,7,8,9) im Vergleich zu den Zirkonen vom Typ 2 (6,10) etwas niedrigere Alter aufweisen. Die hohen Alterswerte der Zirkone 1 (325.0 ± 9.0 Ma) und 3 (338.4 ± 3.9 Ma), die dem Typ 2 zugeordnet werden können, lassen ebenso wie der Zirkon 11 (Typ 1) mit 542.9 ± 4.4 Ma auf eine ererbte Komponente schließen.

Der mittlere Alterswert für die 6 Zirkone liegt bei 284.9 ± 4.9 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$) und stimmt innerhalb der Fehlergrenzen mit dem Ergebnis aus der Regressionsmethode überein. Die unkorrigierten Pb/Pb-Verhältnisse definieren eine Gerade mit einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Achsenabschnitt bei 0.052031 ± 116 , das daraus resultierende Alter liegt bei 286.7 ± 5.1 Ma (σ). Abbildung 4.25b zeigt die 565 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Werte für die 6 altersmäßig eng beieinanderliegenden Zirkone aus dem Felsitporphyr von Laudenberg-Wanderstein.

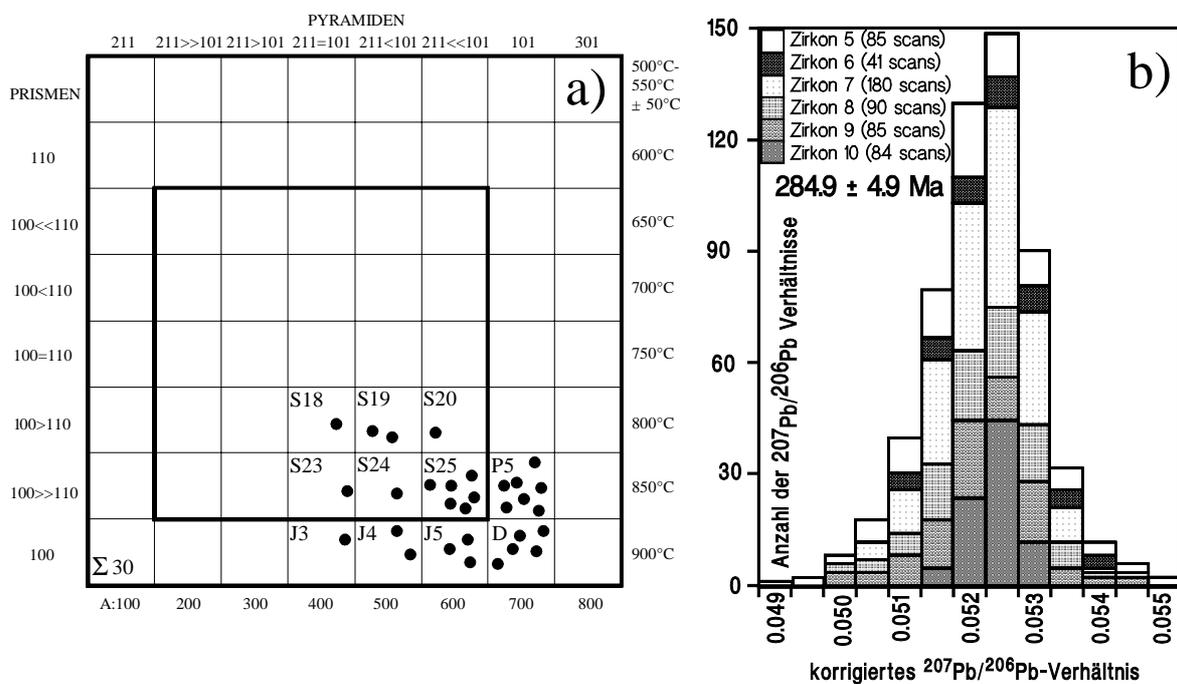


Abb. 4.25: a) Lage der Zirkone im Klassifikationsdiagramm nach PUPIN (1980). Da nur wenige Zirkone eindeutig einzuordnen waren, wird auf eine prozentuale Angabe verzichtet. b) Histogramm der 6 Zirkone.

Der Felsitporphyr vom Laudenberg-Wanderstein bildet einen randlich stark deformierten Gang im Brotterode-Diorit und die erzielten Alterswerte beider Proben (Brotterode-Diorit: 289.3 ± 3.8 Ma; Felsitporphyr: 284.9 ± 4.9 Ma) bestätigen die Intrusionsabfolge. Zwar überschneiden sich die beiden Zirkonalter innerhalb der Fehlergrenzen, der Felsitporphyr zeigt jedoch das im Mittel jüngere Alter. Die Altersdaten belegen eine schnelle Abkühlung des Brotterode-Diorits. Die Einregelung der Glimmer im Randbereich des Felsitporphyrs sprechen für eine synintrusive Deformation. Dennoch kann eine spätere Deformation als Folge einer Blattverschiebung, auf die das flach liegende, ausgeprägte Streckungslinear hinweist, nicht ausgeschlossen werden.

4.3.3.3 Quarzporphyr bei Mosbach (98007)

Auf Grund der Aufschlußverhältnisse kann nicht eindeutig geklärt werden, ob es sich bei diesem Porphyrkörper um einen steilstehenden Gang oder einen flach liegenden Sill handelt. Die Intrusion erfolgte teilweise entlang schieferungsparalleler Flächen des Glimmerschiefers, ein Hinweis darauf, daß das Rahmengestein zum Zeitpunkt der Intrusion noch warm gewesen sein muß (frdl. telef. Mittlg. von Dr. H. Huckriede, Thüringer Landesanstalt für Geologie, an Dr. A. Zeh). Die vorhandene Aufarbeitungsbrekzie am unmittelbaren Kontakt zu den Fanglomeraten der Eisenacher Formation belegt klar, daß dieser Porphyr erosiv angeschnitten und der Verwitterung ausgesetzt war, bevor er von den Fanglomeraten der Eisenacher Formation überlagert wurde. Sein Alter gibt damit eine wichtige Zeitmarke für den Beginn der Ablagerungen der Eisenacher Formation an.

Es liegt eine homogene Zirkonfraktion vor, das vorherrschende L/B-Verhältnis der stets prismatischen Kristalle liegt bei 3 und ist in nur wenigen Fällen höher (bis 6). Die Zirkone sind klar, hellgelb bis hellgelb-bräunlich, scharfkantig und nur selten leicht kantenrund. Einige Kristalle wirken auf Grund ihrer rauhen Oberfläche undurchsichtig. REM-Untersuchungen ergaben, daß es sich bei den angelösten Flächen meist um die $\{100\}$ -Prismenflächen handelt, ähnlich wie bei den Zirkonen des Granitporphyrs von Thal-Heiligenstein. Im Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) ergibt sich für die Zirkone zumeist eine Zugehörigkeit zu den Morphotypen P1, P2 und P3 was auf eine Kristallisationstemperatur von $650-750 \pm 50^\circ\text{C}$ schließen läßt (Abb. 4.26a). Die vorhandenen Einschlüsse sind dunkel und punktförmig, untergeordnet kommen auch farblose, oval geformte Typen vor. Ein Großteil der Zirkone ist zerbrochen und stark rissig. Einige wenige Zirkone haben eine plattig-elliptische Form und sind von dunkelgelber bis bräunlicher Farbe.

Bei der Auswertung der insgesamt 9 Zirkonmessungen (T_{Eva} 1606-1618°C; T_{M} zwischen 1210 und 1260°C) ergaben sich große Schwankungen in den Einzelwerten; der höchste Alterswert liegt bei 345.8 ± 3.9 Ma, der jüngste bei 263.3 ± 13.3 Ma (Tab. 6F im Anhang). 6 Zirkone liegen in ihren Alterswerten relativ nahe beieinander, das mittlere Alter errechnet sich zu 276.9 ± 6.6 Ma ($2\sigma_{\text{mean}}$). Für die übrigen Zirkone wird eine ererbte Komponente vermutet. Deren Analysenpunkte liegen auch im Diagramm der

unkorrigierten Pb/Pb-Wertepaare abseits der Regressionsgeraden, die für die 6 altersmäßig eng beieinanderliegenden Zirkone ein Alter von 276.4 ± 7.0 Ma (σ) erbrachte. Die Häufigkeitsverteilung der insgesamt 458 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse dieser 6 Zirkone belegt eine leicht asymmetrische Gauß'sche Verteilungskurve mit angedeuteter Verschiebung zu jüngeren Werten (Abb. 4.26b). Die auffällig große Streubreite ist hauptsächlich in der großen Varianz der Meßwerte für den Zirkon 2 begründet.

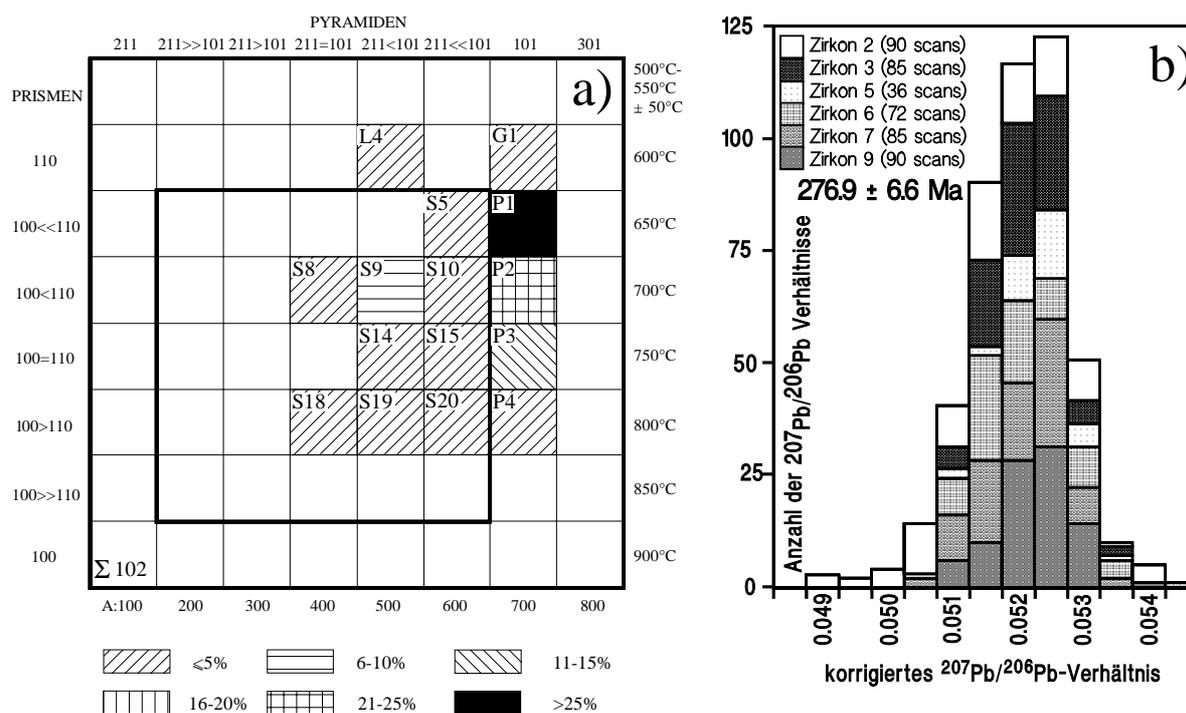


Abb. 4.26: a) Klassifikationsschema nach PUPIN (1980) für 102 Zirkone aus dem Quarzporphyr bei Mosbach. b) Isotopenverhältnisse für die 6 Zirkone, aus denen der mittlere Alterswert des Quarzporphyrs berechnet wurde.

4.3.3.4 Granitporphyr Trusetaler Hauptgang (98006)

Aus dieser Probe konnten nur 4 Zirkone gewonnen werden. Alle waren zerbrochen und stark mit dunklen xenomorphen oder blättchenförmigen Fremdmineralen durchsetzt. Die Zirkone weisen einen prismatischen Habitus auf, sind klar, kantenrund und von bräunlich-gelber Farbe oder in einem Fall nahezu farblos. Auf Grund des starken Rundungsgrades der Kristallkanten und -flächen war eine Typisierung nicht möglich. Lediglich 2 Zirkone konnten am Massenspektrometer erfolgreich analysiert werden. Die Evaporationstemperatur betrug 1612 bzw. 1616°C, die Messungen wurden bei 1240 bzw. 1210°C durchgeführt. Nur Zirkon 4 liegt mit seinem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 263.6 ± 7.1 Ma im Bereich des erwarteten permischen Alters (Tab. 6G im Anhang). Das Alter von Zirkon 1 scheint durch die zahlreichen dunklen Einschlüsse verfälscht zu sein.