

Mitteilungen der Erdbeben-Kommission

Neue Folge — Nr. 55

Das Erdbeben von Rann an der Save
vom 29. Jänner 1917

Zweiter Teil

Die Tektonik der Bucht von Landstraß und ihre
Beziehungen zu den Erderschütterungen

Von

F. Heritsch in Graz und F. Seidl in Rudolfswert

(Mit 9 Textfiguren und 1 Karte)

Wien, 1919

Aus der Staatsdruckerei

In Kommission bei Alfred Hölder

Universitätsbuchhändler

Buchhändler der Akademie der Wissenschaften

Die »Mitteilungen der Erdbeben-Kommission« erschienen bisher in den Sitzungsberichten der mathem.-naturw. Klasse, Abteilung I. Von nun an werden sie als besondere Ausgabe veröffentlicht werden.

Bisher sind folgende Nummern der »Mitteilungen« ausgegeben worden:

- I. Bericht über die Organisation der Erdbeben-Beobachtung nebst Mitteilungen über während des J. 1896 erfolgte Erdbeben, zusammengestellt von Ed. v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft II) — K 60 h.
- II. Bericht über das Erdbeben von Brüx am 3. November 1896, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft II) — K 50 h.
- III. Bericht über das Erdbeben vom 5. Jänner 1897 im südlichen Böhmerwalde, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft III) — K 40 h.
- IV. Bericht über die im Triester Gebiete beobachteten Erdbeben am 15. Juli, 3. August und 21. September 1897, von Eduard Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 106 [1897], Abt. I, Heft IX) — K 40 h.
- V. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1897 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben, zusammengestellt von Edmund v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft V) 3 K 40 h.
- VI. Die Erschütterungen Laibachs in den Jahren 1851 bis 1886, vorwiegend nach den handschriftlichen Aufzeichnungen K. Deschmanns, von Ferdinand Seidl (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VI) — K 50 h.
- VII. Verhalten der Karlsbader Thermen während des voigtländisch-westböhmisches Erdbebens im Oktober—November 1897, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VI) 2 K 60 h.
- VIII. Bericht über das Graslitzer Erdbeben vom 24. Oktober bis 25. November 1897, von Friedrich Becke (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft VII) 5 K 40 h.
- IX. Bericht über die unterirdische Detonation von Melnik in Böhmen vom 8. Apr. 1898, v. J. N. Woldřich (Sitz. Ber., Bd. 107 [1898], Abt. I, Heft X) — K 90 h.
- X. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1898 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben, zusammengestellt von Edmund v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft IV) 3 K 20 h.
- XI. Die Einrichtung der seismischen Station in Triest und die vom Horizontalpendel aufgezeichneten Erdbebenstörungen von Ende August 1898 bis Ende Febr. 1899, von Ed. Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) 1 K — h.
- XII. Übersicht der Laibacher Osterbebenperiode für die Zeit vom 16. April 1895 bis Ende Dez. 1898, v. F. Seidl (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) — K 70 h.
- XIII. Bericht über das obersteirische Beben vom 27. November 1898, von Rudolf Hoernes (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft V) 1 K 10 h.
- XIV. Bericht über die obersteirischen Beben des ersten Halbjahres 1899 (zumal über die Erschütterungen vom 1., 7. und 29. April), von Rudolf Hoernes (Sitz. Ber., Bd. 108 [1899], Abt. I, Heft VIII) 2 K 10 h.
- XV. Bericht über Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster, von Franz Schwab (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) 1 K 10 h.
- XVI. Bericht über das niederösterreichische Beben vom 11. Juni 1899, von F. Noé (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) — K 60 h.
- XVII. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlerťsches Horizontalpendel vom 1. März bis Ende Dezember 1899, von Eduard Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft II) — K 90 h.
- XVIII. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1899 innerhalb des Beobachtungsgebietes erfolgten Erdbeben, zusammengestellt von Edmund v. Mojsisovics (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft III) 3 K 30 h.
- XIX. Die tägliche periodische Schwankung des Erdbodens nach den Aufzeichnungen eines dreifachen Horizontalpendels zu Triest, von Eduard Mazelle (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft VII) 3 K 20 h.
- XX. Über die Beziehungen zwischen Erdbeben und Detonationen, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft IX) — K 80 h.
- XXI. Bericht über das Detonationsphänomen im Duppauer Gebirge am 14. August 1899, von Josef Knett (Sitz. Ber., Bd. 109 [1900], Abt. I, Heft IX) 1 K — h.

Neue Folge.

- I. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg, von W. Láška 1 K 90 h.
- II. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1900 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics 2 K 30 h.
- III. Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens, von V. Uhlig 3 K — h.
- IV. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1900, von P. Franz Schwab — K 60 h.
- V. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlert'schen Horizontalpendel im Jahre 1900, von Eduard Mazelle 1 K — h.
- VI. Das nordostböhm. Erdbeben vom 10. Jän. 1901, von J. N. Woldfich 1 K 60 h.
- VII. Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks, von R. Hoernes 2 K 10 h.
- VIII. Die Erdbeben Polens. Des historischen Teiles I. Abt., v. W. Láška — K 80 h.
- IX. Bericht über die Erdbeben-Beobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901, von Prof. Dr. W. Láška 1 K 10 h.
- X. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1901 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics 3 K 30 h.
- XI. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlert'schen Horizontalpendel im Jahre 1901, nebst einem Anhang über die Aufstellung des Vicentini'schen Mikroseismographen, von Eduard Mazelle 1 K 20 h.
- XII. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1901, von Prof. P. Franz Schwab — K 40 h.
- XIII. Das Erdbeben von Saloniki am 5. Juli 1902 und der Zusammenhang der makedonischen Beben mit den tektonischen Vorgängen in der Rhodopemasse, von R. Hoernes 2 K — h.
- XIV. Über die Berechnung der Fernbeben, von Prof. Dr. W. Láška — K 30 h.
- XV. Die mikroseismische Pendelunruhe und ihr Zusammenhang mit Wind und Luftdruck, von Eduard Mazelle 2 K 60 h.
- XVI. Vorläufiger Bericht über das ergebirgische Schwarmbeben vom 13. Februar bis 25. März 1903, mit einem Anhang über die Nacherschütterungen bis Anfang Mai, von J. Knett — K 80 h.
- XVII. Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898, von A. Faidiga 2 K 90 h.
- XVIII. Das Erdbeben am Böhm. Pfahl am 26. Nov. 1902, von J. Knett. — K 80 h.
- XIX. Allgemeiner Bericht und Chronik der im J. 1902 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, v. Ed. v. Mojsisovics. (Mit einem Anhang: Bericht über die Aufstellung zweier Seismographen in Pfibram, v. Dr. H. Bennendorf.) 2 K 60 h.
- XX. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlert'schen Horizontalpendel im Jahre 1902, von Eduard Mazelle 1 K 40 h.
- XXI. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1902, von Prof. P. Franz Schwab — K 50 h.
- XXII. Bericht über die seismologischen Aufzeichnungen des Jahres 1902 in Lemberg, von Prof. Dr. W. Láška — K 70 h.
- XXIII. Über die Verwendung der Erdbebenbeobachtungen zur Erforschung des Erdinnern, von Prof. Dr. W. Láška — K 40 h.
- XXIV. Berichte über das makedonische Erdbeben vom 4. April 1904, von Prof. R. Hoernes 1 K — h.
- XXV. Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1903 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben, von Edmund v. Mojsisovics 3 K 40 h.
- XXVI. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1903, von Prof. P. Franz Schwab — K 40 h.
- XXVII. Bericht über das Erdbeben in Untersteiermark und Krain am 31. März 1904, von Prof. Dr. R. Hoernes und Prof. F. Seidl 1 K — h.
- XXVIII. Jahresbericht des Geodynamischen Observatoriums zu Lemberg für das Jahr 1903, nebst Nachträgen zum Katalog der polnischen Erdbeben, von Prof. Dr. W. Láška — K 60 h.
- XXIX. Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinneren (I. Mitteilung), von Dr. Hans Bennendorf — K 60 h.

- XXX. Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlerst'schen Horizontalpendel im Jahre 1903, nebst einer Übersicht der bisherigen fünfjährigen Beobachtungsreihe, von Eduard Mazelle — K 90 h.
- XXXI. Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinnern (II. Mitteilung), von Dr. Hans Benndorf 1 K 50 h.
- XXXII. Über das Mürztaler Erdbeben v. 1. Mai 1885, v. Dr. F. Heritsch . 2 K 40 h.
- XXXIII. Beschreibung des seismischen Observatoriums der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, von Dr. Viktor Conrad 1 K — h.
- XXXIV. Bericht über das Erdbeben vom 19. Februar 1906, von Dr. Franz Noë 1 K — h.
- XXXV. Über die pulsatorischen Oszillationen (mikroseismische Unruhe) des Erdbodens im Winter 1907/1908 in Wien, von Dr. Rudolf Schneider . 1 K 50 h.
- XXXVI. Die zeitliche Verteilung der in den österreichischen Alpen- und Karstländern gefühlten Erdbeben in den J. 1897—1907, v. Dr. V. Conrad 1 K — h.
- XXXVII. Die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in verschiedenen Tiefen, von Prof. W. Trabert — K 30 h.
- XXXVIII. Seismische Laufzeitkurven, von Prof. W. Lásk a — K 40 h.
- XXXIX. Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1909 (mit einigen Hilfstabellen zur Analyse von Bebildiagrammen), von Dr. V. Conrad 1 K 30 h.
- XL. Das Scheibbser Erdbeben vom 17. Juli 1876, von A. Kowatsch . 1 K 70 h.
- XLI. Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1910, von Dr. Rudolf Schneider . . 1 K 20 h.
- XLII. Bericht über das Erdbeben in den Alpen vom 13. Juli 1910, von Dr. Josef Schorn 2 K — h.
- XLIII. Das mittelsteirische Erdbeben v. 22. Jän. 1912, v. Dr. F. Heritsch — K 80 h.
- XLIV. Die zeitliche Verteilung der in den Jahren 1897 bis 1907 in den österreichischen Alpen- und Karstländern gefühlten Erdbeben (ein Beitrag zum Studium der sekundär auslösenden Ursachen der Erdbeben) (II. Mitteilung), von Prof. V. Conrad — K 80 h.
- XLV. Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1911, von Dr. Rudolf Schneider . . 1 K 30 h.
- XLVI. Über die Bestimmung von Azimut und scheinbarem Emergenzwinkel longitudinaler Erdbebenwellen, von H. Benndorf — K 60 h.
- XLVII. Seismische Registrierungen in Wien, k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, im Jahre 1912, von Dr. Rudolf Schneider . . . 1 K 30 h.
- XLVIII. Seismische Aufzeichnungen in Laibach, gewonnen an der Erdbebenwarte im Jahre 1913, von Prof. A. Achitsch — K 80 h.
- XLIX. Das Judenburger Erdbeben am 1. Mai 1916, von Dr. F. Heritsch — K 50 h.
- L. Vorrichtung zum mechanischen Auswerten von Bebenkurven, von Wilhelm Schmidt — K 50 h.
51. Das Oberburger Erdbeben vom 28. Oktober 1916 und seine Nachbeben, von Franz Heritsch und Norbert Stücker 1 K 30 h.
52. Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917, von Dr. A. Tornquist 5 K — h.
53. Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen, von F. Heritsch . 2 K 20 h.
54. Das Judenburger Erdbeben vom 1. Mai 1916, von N. Stücker . . . — K 60 h.

Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917

Zweiter Teil

Die Tektonik der Bucht von Landstraß und ihre Beziehungen zu den Erderschütterungen

Von

F. Heritsch in Graz und F. Seidl in Rudolfswert

(Mit 1 Karte und 9 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 6. Februar 1919)

Inhalt.

	Seite
Bemerkungen und Literatur	4
I. Einleitende Übersicht	7
II. Der Nordabfall des Uskokengebirges	11
1. Die Synklinale von Scherendorf	11
<i>a)</i> Der Rand der Kreide gegen das Plateau von Osterz	12
<i>b)</i> Die Kreidesynklinale im Sušicatal und ihr Ostrand	21
<i>c)</i> Die Kreide am Plateau des Uskokengebirges	25
<i>d)</i> Die Kreide bei Landstraß	30
2. Die Zone von Stojdraga	33
<i>a)</i> Das Profil Grandovica—Stojdraga	33
<i>b)</i> Der Südwestrand der Hornsteintrias	35
<i>c)</i> Der Ostrand der Hornsteintrias	35
<i>d)</i> Der innere Bau der Zone von Stojdraga	38
3. Die Abatova gora und Blaževa gora	41
4. Der Vorsprung des Gebirges zwischen Landstraß und St. Bartelmae	43
5. Das Miocän am Nordrande des Uskokengebirges	48
<i>a)</i> Die Bucht von St. Bartelmae	49
<i>b)</i> Die Bucht von Landstraß	51

	Seite
<i>c)</i> Das Miocän des Gebietes von Heiligenkreuz, Piroscitz und Iswir	54
<i>d)</i> Das Miocän östlich des Slednikgrabens	58
III. Der Nordrand der Landstraßer Ebene	60
1. Das mesozoische Gebirge	61
<i>a)</i> Das Störungsgebiet der Umgebung von Gurkfeld	61
<i>b)</i> Das Gebiet westlich von Haselbach—Großdorn	66
<i>c)</i> Der Anschluß der dinarischen Züge an der Antiklinale von Littai	67
2. Das Tertiär des Nordrandes	71
<i>a)</i> Das Tertiär bei Arch	71
<i>b)</i> Das Miocän bei St. Kanzian, St. Margarethen und Weißkirchen	74
IV. Der Westrand der Landstraßer Ebene	80
1. Das Miocän des Westrandes	81
2. Das Mesozoikum des Westrandes	82
V. Allgemeine stratigraphische Ergebnisse	82
1. Das Carbon	83
2. Die Trias	83
Die Werfener Schichten	83
Die Stratigraphie Lipold's und Zollikofers	83
Das Profil bei Nežence	85
Das Profil im Neuringtal	86
Kalke und Dolomite des Uskokengebirges	87
Gurkfelder Schichten	87
Pietra verde	89
»Hornsteintrias« im Uskokengebirge	90
Großdorner Schichten	91
Profil von Sauratez nach Auen	92
Stellung der Großdorner Schichten	93
Profil von Großdorn nach Piaschko	95
Profil Auen—Bründl	97
Teller's Schichten <i>tu</i>	98
Norische Stufe	99
3. Die Kreide	99
4. Das Jungtertiär	101
Gliederung im kroatischen Teile des Uskokengebirges	101
Gliederung in der Bucht von Landstraß	101
Das mediterrane Miocän in der Bucht von Landstraß	102
5. Das Quartär	105
VI. Allgemeine tektonische Ergebnisse	105
Tektonische Gliederung des Uskokengebirges	105
Das Gebirge westlich von Gurkfeld	111

	Seite
Das Grenzgebiet des alpinen und dinarischen Streichens und der Stellung des Agramer Gebirges	112
Tektonische Stellung des Jungtertiärs der Landstraßer Bucht	113
Die tektonische Stellung der Bucht von Landstraß	117
VII. Die Erderschütterungen der Bucht von Landstraß und der sonstigen Ränder des Uskokengebirges	122
1. Rann als Epizentralgebiet	122
Erdbeben vom 16. I. 1853	122
» » 8. V. 1860	122
» » 22. VIII. 1903	123
» » 24. V. 1900	123
» » 17. VII. 1900	125
2. Erdbeben an der Landstraßer Thermenlinie	126
Erdbeben vom 3. I. 1908	127
» » 21. XI. 1902	127
» » 30. I. 1903	128
» » 22. X. 1900	129
» » 12. II. 1910	129
» » 25. X. 1911	129
Erdbebenschwarm vom 20. X. 1906 bis 20. XI. 1906	129
Erdbeben vom 6. I. 1902	136
» » 2. II. 1909	136
3. Erdbeben an der Linie von Arch	136
Erdbeben vom 12. IX. 1899	136
» » 12. VIII. 1901	136
» » 17. III. 1906	138
» » 17. II. 1909	138
» » 21. IV. 1909	139
» » 11. II. 1910	139
Erdbebenschwarm vom 23. V. bis 4. VI. 1905	140
Erdbeben vom 14. XI. 1905	146
Erdbebenschwarm von Reichenburg vom 14. bis 16. XI. 1905	147
Erdbeben vom 13. I. 1913	147
» » 26. X. 1901	147
» » 8. VIII. 1902	148
» » 30. I. 1909	148
» » 12. VI. 1914	148
4. Erdbeben mit dem Epizentrum in der Landstraßer Ebene	148
5. Nachbeben von Agramer Erdbeben in der Landstraßer Bucht	148
Erdbeben vom 10. I. 1906	148
» » 11. I. 1906	149
» » 18. I. 1906	149
» » 18. XII. 1905	149
6. Erdbeben im Tertiärlande im Norden der Save	149
Erdbeben vom 12. III. 1897	150

	Seite
Erdbeben vom 22. II. 1908	150
» » 4. IX. 1908	150
» » 18. IX. 1916 bis 18. X. 1916.....	150
7. Erdbeben am Nordostrande des Uskokengebirges	151
Erdbeben vom 19. VII. 1907.....	151
» » 17. I. 1906.....	153
» » 20. IX. 1916	153
» » 15. VII. 1897.....	153
» » 28. IX. 1906	153
» » 3. IX. 1908	153
8. Erdbeben am Südostrande des Uskokengebirges	154
Erdbeben vom 8. V. 1902	154
» » 3. IV. 1902	154
» » 10. IV. 1904	154
» » 22. IV. 1905	154
» » 3. IV. 1901	154
» » 20. II. 1900	154
9. Ergebnisse über die Erdbeben	155

Im Juli und August des Jahres 1917 wurde zum großen Teile in gemeinsamen Touren von uns das Gebiet der Landstraßer Bucht untersucht. Der Grad der Genauigkeit unserer Studien ist in den verschiedenen Teilen des begangenen Terrains nicht gleich; sehr genau wurde der Nordabfall des Uskokengebirges zwischen Munkendorf und St. Bartelmae untersucht und dort ist es uns möglich, eine geologische Karte 1:75.000 zu zeichnen. Dagegen war es der ungemein schlechten Verpflegsverhältnisse¹ wegen nicht möglich, den auf kroatischem Boden liegenden plateauartigen Teil des Uskokengebirges zwischen Stojdraga und dem Gorianzberg intensiv zu begehen. Am Nord- und Westrand der Bucht von Landstraß hatten unsere Begehungen, die dort im allgemeinen den Charakter von Übersichtstouren hatten, in erster Linie den Zweck, das Verhältnis des Tertiärs zum mesozoischen Grundgebirge festzustellen. Weit ausgreifend über das uns gestellte Thema haben wir, angeregt durch die Verhältnisse im Uskokengebirge, vergleichend die Stratigraphie der Trias bis an die Littai Antiklinale studiert.

¹ Wir haben da manchen Tag durchgehungert!

Die Durchführung unserer Arbeit wäre nicht möglich gewesen, wenn uns nicht die hohe Akademie der Wissenschaften in Wien eine namhafte Subvention aus der Boué-Stiftung gütigst gewährt hätte, wofür wir uns auch an dieser Stelle den ergebensten Dank abzustatten erlauben. Wir haben, derart durch die hohe Akademie der Wissenschaften materiell zu unseren Begehungen gefördert, ein Gebiet studieren können, das ungemein interessant ist, das — was wenigstens für die Gurkfelder und Uskokenberge gilt — von den österreichischen Geologen ziemlich stark vernachlässigt wurde. Wir geben im folgenden eine Übersicht über die vorhandene Literatur und beziehen uns in der Darstellung unseres Gebietes auf dieses Verzeichnis:

1. M. V. Lipold, Bericht über die geologische Aufnahme in Unterkrain. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. IX, 1858, p. 257 bis 276. (Grundlegende Abhandlung über die mesozoischen Schichten; in dieser Arbeit werden zuerst die Begriffe Gurkfelder und Großdorner Schichten aufgestellt und definiert.)
2. M. V. Lipold, Die Eisenstein führenden Diluviallehme in Unterkrain. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. IX, 1858, p. 246.
3. G. Stache, Die neogenen Tertiärbildungen in Unterkrain. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. IX, 1858, p. 366. (Grundlegende, sehr detaillierte Arbeit über das Jungtertiär der Bucht von Landstraß.)
4. G. Stache, Tertiärfossilien von Tschatesch. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Verhandlungen, Bd. XI, 1860, p. 139, 155.
5. Th. Zollikofer, Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Teiles von Untersteiermark. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1861/62, p. 329.
6. D. Stur, Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme im mittleren Teile Kroatiens. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1863, p. 485.
7. F. Hauer, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österreichischen Monarchie, Blatt VI. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1868, 1. Heft.

8. D. Stur, Geologie der Steiermark. Graz, 1871.
9. V. Hilber, Über das Miocän, insbesondere über das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1881, p. 478. (Mit Beziehung auf Stache Nachweis von mediterranem und sarmatischem Miocän und von Kongerienschichten in der Landstraßer Bucht.)
10. F. Kinkelin, Eine geologische Studienreise durch Österreich-Ungarn. Berichte über die Senckenbergische naturforschende Gesellschaft zu Frankfurt am Main, 1890, p. 82. (Geologische Plauderei über den Besuch der Fundstätte der *Pereiraia Gervaisi* bei St. Bartelmae.)
11. F. Kinkelin, Neogenbildungen westlich von St. Bartelmae in Unterkrain. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1891, p. 401. (Darstellung eines reichen Fossilmaterials aus den Grunder Schichten von St. Bartelmae, Altdorf usw.)
12. V. Hilber, Fauna der *Pereiraia*-Schichten von St. Bartelmae in Unterkrain. Sitzungsberichte der kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Klasse, Bd. CI, Abt. I, 1892, p. 1005. (Darstellung eines sehr reichen fossilen, von R. Hoernes aufgesammelten Materials der Grunder Schichten nebst tabellarischer Übersicht der Fauna.)
13. R. Hoernes, *Pereiraia Gervaisi* Vez. von Ivandol bei St. Bartelmae in Unterkrain. Annalen des k. k. naturhistor. Hofmuseums in Wien, Bd. X, Heft 1. (Beschreibung der *Pereiraia Gervaisi*.)
14. F. Teller, Bericht über die geologischen Aufnahmen im Direktionsbericht für 1895. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, 1896, p. 20.
15. D. Gorjanović-Kramberger, Über das Vorkommen der *Pereiraia Gervaisi* in Kroatien. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, 1896, p. 42.
16. D. Gorjanović-Kramberger, Geologija gore Samoborske i Žumberačke. Rad jugoslavenska akademije znanosti. Zagreb 1894, Bd. CXX. (Grundlegende, mit geologischer Karte 1:75.000 ausgestattete Arbeit über

den kroatischen Anteil des Uskokengebirges; auch für den Nordabfall des Gebirges, der auf Krainer Boden liegt, ist diese Abhandlung von bedeutender Wichtigkeit.

17. D. Gorjanović-Kramberger, Die geologischen Verhältnisse des Agramer Gebirges. Abhandlungen der preußischen Akademie der Wissenschaften in Berlin, 1907.
18. F. Teller, Geologische Spezialkarte der österreichischen Monarchie, Blatt Cilli. Wien 1908. (Leider fehlen die dazugehörigen Erläuterungen.)
19. A. Tornquist, Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917, 1. Teil. Mitteilungen der Erdbeben-Kommission der Akademie der Wissenschaften in Wien, Neue Folge, Nr. 52.

I. Einleitende Übersicht.

Die Arbeit im Uskokengebirge wurde derart geteilt, daß Prof. Dr. A. Tornquist den nordöstlichen Teil, d. i. die Umgebung von Jaska, Samobor und das Bergland südlich und südöstlich von Rann beging, während wir den Nordabfall des Gebirges zwischen Munkendorf und St. Bartelmae studierten.

Das Uskokengebirge gehört zu jenen Ausläufern des alpin-dinarischen Gebirgssystems, welche, von Jungtertiär ummantelt, in isolierten Zügen in das Hügelland und in die Ebenen von Westkroatien vorstoßen. Überblickt man diese Ausläufer des Gebirges zwischen der krystallinen Masse des Bachers und dem bereits typisch entwickelten Karst von Karlstadt—Tschernembl—Gotschee, so folgen von Nord nach Süd die nachstehend genannten tektonischen Elemente aufeinander:

1. Der Jungtertiärzug Gonobitz—Pöltschach—Maxau, der sehr lebhaft gefaltet ist.
2. Der Carbon-Triaszug der Gonobitzer Gora und des Wotsch, in dem Carbon und Trias und diese beiden mit Sotzkaschichten in komplizierter Weise verfaltet sind;

dieser Zug ist eine Fortsetzung der Košutazone der Karawanken.

3. Der Tertiärzug Rohitsch—Pristova—St. Marein—St. Georgen—Ponigl. Dieser aus Oberoligocän und Miocän bestehende, stark gefaltete Zug wird im Westen durch die mesozoisch-krystalline Insel von Hohenegg in zwei Züge geteilt. Ferner taucht unter ihn die Trias des Plateaus von Ponigl, welche eine tektonische Fortsetzung der Steiner Alpen ist, unter. Der genannte Tertiärzug hängt, durch die Insel der Rudenza (siehe 5.) nur teilweise unterbrochen, mit der Tertiärzone von Montpreis—Peilenstein direkt zusammen und entsendet, nachdem sich um das Westende der Rudenza herum das Tertiär vereinigt hat, tief in das Gebirge gegen Westen den Tertiärfjord von Tüffer—Trifail—Sagor.

4. Das Tertiär von St. Georgen und der Zug von Tüffer umrahmen, lebhaft gestört, den aus Carbon und Trias aufgebauten, im Profil Cilli—Tüffer wohl aufgeschlossenen Tüfferer Zug. Dieser taucht südlich von St. Georgen unter das Tertiär und hat weiter östlich kein Äquivalent.

5. Aus dem Tertiär taucht zwischen St. Marein und Peilenstein ein neuer Carbon-Triaszug hervor, der im Westen keine direkte Fortsetzung hat; er baut die Rudenza und Desinička gora und, durch Tertiär unterbrochen, die Kuna gora und den langen Zug des Ivanščicagebirges auf.

6. Südlich davon liegt die aus Oligocän, Miocän und Pliocän aufgebaute breite Zone von Krapina—Desinić—Peilenstein—Montpreis, die, wie oben erwähnt wurde, mit dem Fjord von Tüffer und dem Tertiär von Rohitsch direkt zusammenhängt.

7. Südlich der Tertiärzone Sagor—Trifail—Tüffer—Montpreis—Peilenstein erhebt sich eine sich gegen Westen rasch verbreiternde Zone aus Carbon-Trias. Den Kern derselben bildet die Antiklinale von Littai, welche einen aus Carbon bestehenden, noch rein alpin, d. h. West—Ost streichenden Zug darstellt.

Im Norden liegt auf der Antiklinale von Littai mächtig entwickelte Trias, die ebenfalls rein alpin streicht. Da nun

zwischen Lichtenwald und Montpreis die Carbonantiklinale untertaucht, vereinigt sich die nördliche Trias mit jener, welche den Südrand der Littaier Antiklinale begleitet und die Trias baut den wohl noch rein alpin streichenden Zug des Wachberges auf, der noch auf steirischem Boden unter Tertiär taucht.

Die Trias, welche südlich der Antiklinale von Littai liegt, zeigt wenigstens von Lichtenwald gegen Osten dinarisches Streichen. Wie sich dieses dinarische Streichen zum alpinen der Littaier Antiklinale stellt und wie in dem Randgebiete förmlich ein Kampf der beiden Streichrichtungen stattfindet, wird später (p. 67) dargestellt werden.

8. Den Südrand des Wachberges begleitet ein Tertiärzug, der von Hörberg über das Reichenburger Kohlengebiet bis Lichtenwald reicht, wo er sich direkt an die Antiklinale von Lichtenwald anlehnt. Das Ende des Tertiärzuges bei Lichtenwald-Savenstein ist nur ein scheinbares, denn ein isolierter Rest von Miocän nördlich des Grahovica-Baches (p. 67) zeigt, daß das Miocänmeer von Lichtenwald gegen Westen sich fortgesetzt und daß in dieser Richtung die Verbindung mit den Miocänbecken von Johannestal und der Umgebung von Nassenfuß bestanden hat.

9. Südlich des Tertiärzuges von Hörberg—Lichtenwald und seiner in Resten vorhandenen Fortsetzung bis ins Gebiet von Nassenfuß liegt die triassische Zone der Berge von Gurkfeld—Großdorn—Bründl. In dieser Zone herrscht das dinarische Streichen vor, doch ist auch hier bei stellenweise scharfer Störung ein Kampf dieses Streichens mit dem alpinen West—Ost-Streichen festzustellen.

Die Fortsetzung des Gurkfelder Berglandes liegt im Zuge der Orlica, die Ostnordost-Streichen hat. Das Auseinandertreten der Streichrichtungen werden wir später (p. 112) auf den Einfluß des Agramer Gebirges zurückführen.

Die Fortsetzung der Orlica bildet auf kroatischem Boden die kleine Gruppe von Cesargrad und weiter im Osten die aus dem Tertiär heraustauchende Insel der Strugača.

10. An die Trias der Orlica legt sich im Süden eine Miocänzone an; das ist das Tertiär nördlich von Rann.

Diese Zone ist noch gestört, aber im Vergleich zur Aufrichtung des Tertiärs in Untersteiermark nur mehr in geringem Maße von der gebirgsbildenden Kraft erfaßt worden. Vielfach unterbrochen zieht dieser Zug am Südrande der Gurkfelder Berge hin und bildet mit diesen zusammen den Nordrand der Bucht von Landstraß.

11. Die Bucht von Landstraß, die, von Rann gegen Osten sich allmählich erweiternd, in das kroatische Tertiärland übergeht, wird im Westen durch das dinarisch streichende Mesozoikum abgeschlossen. Im Süden liegt das Uskokengebirge. Der Nord-, West- und Südrand der Bucht bilden gerade sich rechtwinklig schneidende Linien. Die Ränder der Bucht werden von Miocän begleitet. Wir werden später auseinandersetzen, daß die Bucht von Landstraß ein Einbruchsbecken ist, welches sich später als Untersteiermark dem Tertiärmeer öffnete.

12. Das Uskokengebirge hängt im Südwesten mit der Karstkreide von Möttling—Tschernembl zusammen, welche der Trias des Uskokengebirges aufliegt. Parallel mit dem dinarischen Streichen geht der Nordostabbruch des Gebirges auf der Linie Rann—Samobor. Dadurch, daß der Nord- und Südrand annähernd parallel gehen, wird ein ziemlich regelmäßiger Umriß des Gebirges hervorgebracht. Der größte Teil des Uskokengebirges streicht dinarisch. Die Fortsetzung des Uskokengebirges liegt auf kroatischem Boden in dem kleinen Carbonaufbruch von Maria Gorica und im Agramer Gebirge. Über die Beziehungen des Uskokengebirges zum Agramer Gebirge wird an anderer Stelle berichtet (p. 112).

Das von uns studierte Gebiet liegt zum Teil in rein oder doch vorwiegend dinarisch streichenden Gesteinszügen und in der Übergangsregion vom alpinen zum dinarischen Streichen. Daher zerfallen unsere Erörterungen in die Darstellung des Uskokengebirges, und zwar dessen Krainer Nordabfalles, in die Besprechung der Ränder der Bucht von Landstraß und in die Beschreibung der Gurkfelder Berge und des Berglandes zwischen Lichtenwald und Johannistal. Daran

schließen sich Abschnitte über die allgemeinen stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse.

II. Der Nordabfall des Uskokengebirges.

In dem von uns genau begangenen, von der Linie Munkendorf—Heiligenkreuz—Landstraß—St. Bartelmae—Blaževa gora—Petričko selo—Novoselo—Stojdraga—Globotschitza—Munkendorf begrenzten Gebiete des Uskokengebirges / unterscheiden wir folgende tektonische Elemente:

1. Die Trias der Blaževa und Abatova gora.
2. Die Synklinale von Scherendorf.
3. Die Zone von Stojdraga.
4. Der Gebirgsvorsprung (die Schollen) zwischen St. Bartelmae und Landstraß.
5. Das Miocän des Gebirgsrandes.

Diese gut trennbaren Baustücke der Uskoken sollen nun, allerdings in veränderter; nicht wie oben in geographischer Anordnung erörtert werden.

1. Die Synklinale von Scherendorf.

Das Gebiet der Abatova gora und der Blaževa gora südlich von Landstraß wird von einer mächtigen Masse von triadischen Kalken und Dolomiten eingenommen; auf welche später näher eingegangen wird. In sehr deutlicher Weise sinkt die kalkige und dolomitische Grundlage gegen Nordosten oder auch gegen Osten unter eine hier zwar meist schmal entwickelte Zone von hornsteinreichen, lebhaft gefärbten Gesteinen ein, die das normale Hangende der Kalke und Dolomite bilden. Das Untertauchen in der angegebenen Richtung, das Hinabsinken unter eine ungleich jüngere, meist über die Hornsteinschichten greifende Serie ist selbst dort klar ausgesprochen, wo diese hornsteinführende Gesteinszone fehlt. So sinkt die Trias, d. s. Kalke, Dolomite und Hornsteinschichten, unter jene viel jüngere, der Kreide zuzuzählende Serie hinab, die bei Slivie an den Rand der Landstraßer Ebene herantritt und dort, so wie die anderen tektonischen

Elemente des Uskokemesozoikums scharf abschneidet. Die Kreidezone zieht über Scherendorf, Pruschendorf, Veršak, Osredak (P. 705) auf das Plateau des Uskokegebirges, um auf kroatischem Boden eine sehr beträchtliche Verbreitung zu finden. Die tektonische Position dieser Kreidezone zeigt, daß hier wie bei den meisten mesozoischen Zonen des Gebirges ein fast rein dinarisches Streichen vorliegt.

a) Der Rand der Kreide gegen das Plateau von Osterz. Helle, dichte, massige, muschelig brechende Kalke, bläulich angehauchte und fein oolithische Kalke, Breccienkalke, dolomitische Kalke, Dolomite, alle diese genannten Gesteine nehmen, in oftmaliger, nicht entwirrbarer Wiederholung wechsellagernd das Gebiet östlich der Straße Osterz—Stricanica ein. Das ist ein Terrain, das einen typischen Karstcharakter hat; denn nicht nur verleihen zahllose Dolinen der weiten Mulde um den Ort Osterz ein geradezu blatternarbiges Antlitz, sondern man sieht hier in dem vom Walde freien wasserlosen Gebiete bereits die für den Karst so ungemein bezeichnenden Steinmauern, welche die ärmlichen Felder und die dürren Weiden der Dolinenböden voneinander trennen.

Obwohl das Gebiet infolge seines Karstcharakters nicht schlecht aufgeschlossen ist, so findet man doch wegen des Vorwiegens der massigen Kalke nur relativ wenige Stellen, die eine sichere Bestimmung des Fallens ermöglichen. Eine solche Stelle liegt an der Straße Osterz—Globotschitza in 245 m Höhe; dort lagert Dolomit, der in mächtige massige Kalke eingeschaltet ist, ganz horizontal. Der mittlere Teil der Geländemulde von Osterz scheint fast gänzlich von horizontal liegenden Kalken und Dolomiten eingenommen zu sein.

In den Profilen, die von Globotschitza nach Osterz ziehen, bekommt man den bestimmten Eindruck, daß die Kalke weitaus über die Dolomitlagen dominieren. Ganz anders ist das aber in dem Profile, das von Osterz gegen den Rücken von Sv. Mohor—Scherendorf zieht. Man beobachtet da über dem Kalk von Osterz zuerst so viele Lagen von Dolomit, daß dieser hier vermutlich bereits den Kalk überwiegt; aber es handelt sich doch nur um eine in der

stratigraphischen Reihe wenig mächtige Schichtgruppe. Denn im Hangenden der an Dolomit reichen Partie folgt als höhere Gruppe fast nur Kalk, und zwar massiger hellgrauer Kalk, an dem Schichtung fast nirgends zu sehen ist. An einzelnen Stellen beobachtet man bei NW—SO-Streichen ein Fallen unter 35° gegen SO. In diesen Partien hat sich also das Fallen aus der horizontalen Richtung bereits der Kreide-synklinale zugekehrt. In den höchsten Lagen des Komplexes, die den Kamm südlich von Scherendorf bilden, wechseln wieder Kalke mit Dolomiten ab.

Ganz nahe dem genannten Kamm, aber schon auf dessen nordöstlicher Abdachung gelegen, folgen über den Kalken und Dolomiten Hornsteinkalke vom Typus der Gurkfelder Schichten. Auf diesem Nordwest gerichteten, gegen Sv. Mohor hin sich erstreckenden Kamm bilden diese roten und grauen Hornsteinkalke nur ein schmales, leicht zu übersehendes Band. Scheinbar konkordant folgt über ihnen eine Schichtserie, die in ihrem Bestande stark abweicht von dem, was hier wenigstens in ihrem Liegenden sich befindet. Dieser Komplex, der, wie später begründet wird, der Kreide zuzurechnen ist, besteht aus mergeligen Kalken, Mergelschiefern, mittelfeinen Sandsteinen, bläulichgrauen Zementmergeln und Breccienkalken. Das Fallen ist bei NW—SO-Streichen unter 45° gegen NO gerichtet. Es möge nur noch die Beobachtung angeführt werden, daß die obersten Lagen des unter den Hornsteinkalken (= Gurkfelder Schichten) liegenden Triaskalkes stellenweise ganz zertrümmert sind, das sind tektonische Breccien, die sich von den Transgressionsbreccien der Kreide sehr wohl unterscheiden.

Die Regelmäßigkeit der Grenze von Trias und Kreide wird bei Scherendorf durch eine Störung unterbrochen, welche quer zum Streichen geht. Wenn man vom Kamm Sv. Mohor—Scherendorf gegen den letztgenannten Ort derart geht, daß man im hellen massigen Triaskalk bleibt, so sieht man, daß im Orte Scherendorf selbst eine scharfe Störung durchgeht. Der Turm von Scherendorf bezeichnet die Grenze eines ganz anderen Systems; an den NW—SO streichenden Triaskalk stoßt eine schmale Zone von grauen, roten und rotvioletten

plattigen Kalken mit Hornsteinknollen und Hornsteinbändern; das sind typische Gurkfelder Kalke; sie streichen NO—SW und fallen unter 40 bis 50° gegen NW ein. Das Liegende dieser Schichten ist eine Zone von etwas zelligen Dolomiten.

Die Parallele dieser Hornsteinschichten und des Dolomites mit dem im Profile Osterz—Scherendorf unter der Kreide liegenden System drängt sich von selbst auf; bemerkenswert ist nur die Tatsache, daß hier ein Streifen von Trias mit gänzlich abweichendem, dem Hauptkamm des Gebirges annähernd parallelem Streichen vorliegt. Bei der Erörterung verschiedener anderer Teile des Uskokegebirges wird noch auf ähnliche Verhältnisse hinzuweisen sein.

Noch im Orte Scherendorf greift über der Trias die Kreide über. Im Hangenden des oben erwähnten Triasdolomites erscheint ein auffallend helles, aus abgerollten Dolomiten und Kalken bestehendes, mit kalkigem Bindemittel verkittetes Konglomerat. Streichen und Fallen ist nicht zu beobachten, doch ist es wahrscheinlich, daß diese Kreide noch dem NO—SW streichenden System folgt.

Dagegen gehört die Trias, welche südlich von Scherendorf über den P. 531 gegen das Plateau des Uskokegebirges streicht, schon wieder zum NW—SO streichenden Bau; daraus ergibt sich mit zwingender Notwendigkeit, daß der NO streichende Triaszug auch gegen Süden durch eine Störung begrenzt wird.

Südlich von Scherendorf ist die Grenze von Trias und Kreide, wie es dem Transgressionsverband und der Komplizierung der Lagerung durch die später erfolgte Störung entspricht, sehr unregelmäßig. Kreide liegt auch unmittelbar südlich von dem Ort auf dem direkten Wege zum P. 531, 40° NO fallend, über hellen massigen Triaskalken. Diese Kreide gehört schon wieder dem normalen dinarischen Streichen an.

Auf die Trias des Kammes P. 531 legt sich auf dem zum Sušicatal abdachenden Hang ganz normal die Kreide. Zwischen dem P. 531 und Scherendorf beobachtet man am Kamm Dolomite und Kalke, welche zum Teil oolithisch sind, im Wechsel, bei 40° NO-Fallen. Im Hangenden dieser

Schichten, welche jenen oberen des Plateaus von Osterz im Kamm nördlich von Scherendorf entsprechen, erscheint ein dünnes Band von Plattenkalken mit schwarzen und roten Hornsteinen. Darüber folgen die Mergelschiefer der Kreide.

An einer Stelle südlich von Scherendorf sind auch die liegendsten Schichten der Kreide aufgeschlossen, nämlich grobe Breccien, die hauptsächlich aus Gesteinsbruchstücken von hellen Triaskalken und roten Plattenkalken, verbunden durch ein rotes Bindemittel, bestehen. Diese Basalbreccien, die der Gosau recht ähnlich sehen, liegen auf grauen, dichten Kalken, die in geringer Mächtigkeit über den erwähnten Hornsteinkalken folgen; sie fallen 30 bis 35° gegen NO ein. Darüber liegen etwas flacher graue Mergelschiefer, Sandsteine und Kalkbreccien der Kreide; in den Mergelschiefern, die an Mächtigkeit alle anderen Schichten überwiegen, liegen wenige Lagen von sandigen Kalken mit Hornsteinzügen. Die Kreide bildet nur eine kleine Fläche an der Abdachung des P. 531 zum Sušicatal, denn weiter südlich ist nur Trias vorhanden, die bis in den Talboden hinabreicht. Es sind hauptsächlich Kalke und besonders Dolomite, auf denen ein schmaler, N—S streichender, in der Regel sehr steil gegen Osten einfallender, überdies auch noch vielfach in sich gefalteter Streifen von Hornsteinkalk und rotem Mergel liegt; dieser Streifen ist als eine von oben her kommende Einfaltung aufzufassen. Bemerkenswert ist der Umstand, daß die obersten Lagen des hellen Kalkes im Übergang zu den Hornsteinkalken selbst durch die Führung von Hornsteinen ausgezeichnet sind.

Eine zweite ähnliche Einfaltung von Hornsteinkalken beobachtet man auf dem Kamm des P. 531. Es erscheinen da nördlich von dem genannten Punkt und über diesen nach Süden hinausreichend rote Gurkfelder Plattenkalke mit Hornstein, NW—SO streichend, 30° NO fallend, ferner Mergelschiefer, die meist gegen NO, aber auch gegen SW fallen (Falten!). Das unmittelbare Liegende der Hornsteinplattenkalke sind helle, massige Kalke mit einzelnen dunklen Hornsteinknollen. Unter diesen liegt im Kamm gegen Süden hauptsächlich Dolomit, mit welchem wenig Kalk wechselt (Fig. 1 a).

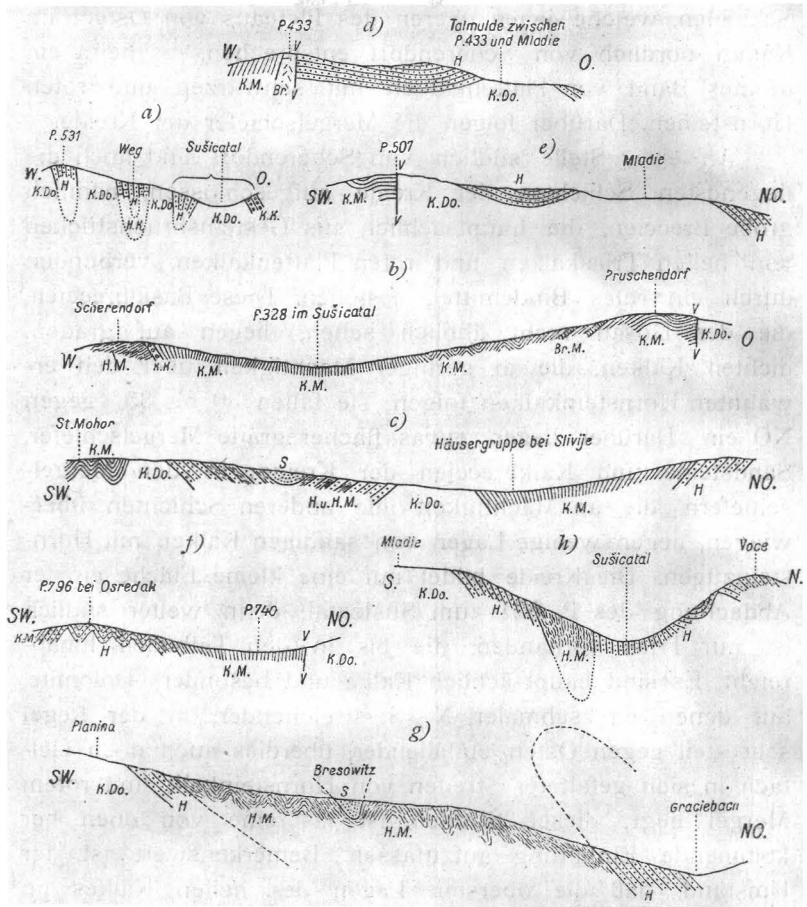


Fig. 1.

K. Do.	Kalke und Dolomite	} Trias
H.	Hornsteinplattenkalk	
H. K.	Heller Kalk mit Hornstein	
H. M.	Mergel der Hornsteinschichten	
S.	Sandsteine	} Kreide
K. K.	Konglomerat	
K. M.	Mergel und Sandsteine	
K. Br.	Breccien	
Br.	Radiolitenbreccie	
Br. M.	Breccien, Mergel und Sandsteine	
V—V	Verwerfung	

In Fig. 1 a entspricht der mit α bezeichnete Teil den in das Profil projizierten Schichten des Sušicatal zwischen P. 450 und P. 328.

Die Talsohle des Sušicabaches liegt von etwa P. 450 an bis fast zum P. 328 in Trias, beziehungsweise knapp an der Grenze von Trias und Kreide. Man beobachtet bachabwärts bis zur ersten Mühle unter P. 450 Triasdolomit. Knapp unter der Mühle liegen darüber helle massige mit Hornstein (= oberste Lagen der Gruppe »Kalk und Dolomit«). Darüber folgen, da der Bach an die Grenze von Trias und Kreide herantritt, Konglomerate aus Triaskalk und Hornstein, durch kalkiges und auch toniges Bindemittel verbunden. Aus diesen basalen Kreideschichten tritt man bei der Mühle vor dem P. 328 wieder in weißen, massigen Triaskalk mit Hornstein ein, der unter der Mühle von geschichteten, hellen Triaskalken (40° SSW fallend) unterlagert wird. Unter diesem Kalk liegt ein grauer, massiger Triaskalk; dieser steht bis zur Weitung des Tales gerade vor dem P. 328 an. Genau bei P. 328 betritt man das Gebiet der mergeligen Kreidekalke. Denkt man sich die eben angeführten Schichten in die Ebene des Profils P. 531—Sušicatal hineinprojiziert, dann sieht man, daß an die Kreide ein Faltenbau von Trias anschließt (Fig. 1 a).

Die im allgemeinen recht einfachen Auflagerungsverhältnisse der Kreide auf der Trias erhalten durch die NO gerichtete Störung von Scherendorf keine Beeinflussung oder — vorsichtiger ausgedrückt — es ist in dem dicht verwachsenen Gehänge unter Scherendorf keine Störung erkennbar. Von Scherendorf zieht in das Sušicatal knapp unter P. 328 ein Tälchen herab, in dessen oberem Teile grünliche und rote sandige Mergelschiefer (Fig. 1 b) in fast horizontaler Lagerung oder in ganz flachem SO-Fallen aufgeschlossen sind. Diese Gesteine haben eine auffallende Ähnlichkeit mit jenen Mergelschiefern, welche sich im Verbands der Hornsteinplattenkalke der Trias finden. Da hier auch im Streichen Übereinstimmung mit den Schichten des Hornsteinkalkzuges von Scherendorf herrscht, so scheint es nicht zweifelhaft zu sein, daß man diese Mergelschiefer noch zur Trias stellen soll. Über diesen fraglichen Gesteinen liegen, durch ein nicht aufgeschlossenes Gehängestück getrennt, gegen Osten fallende konglomeratische Kalke, die sicher bereits der Kreide

angehören. Sie bilden das Liegendste der Kreidesynklinale. Über ihnen folgen 40 bis 70° NO fallende Mergelschiefer und mergelige Sandsteine mit einzelnen Bänken von hellen Hornsteinkalken, ferner Mergel, Kalke, sandige Kalke. In diesem Komplex schwankt auch das Streichen; das Fallen ist meist ein sehr steil gegen SW oder NO gerichtetes, es schwankt um 80 bis 90°. Erst in der Nähe von P. 328 ermäßigt es sich auf 35° SW-Fallen.

So wie an das Kalkplateau von Osterz und an dessen Abschwung zur Kreidesynklinale von Scherendorf sich zwischen P. 531 und dem Sušicatal oberhalb des P. 328 sich ein kleines Faltensystem von Trias anschließt, so ist dasselbe der Fall unterhalb des P. 328, in dem Gebiete zwischen P. 328, Sliwie und Sv. Mohor (Fig. 1 c). Die klarsten Aufschlüsse ergibt ein Profil von der Häusergruppe im Sattel zwischen dem Knie des Sušicatal und P. 167 der Spezialkarte (Sliwie) gegen Sv. Mohor. Diese Häusergruppe markiert das Durchstreichen der hier schon recht schmalen Kreidesynklinale. Der Südwestflügel der Kreidesynklinale liegt mit NO-Fallen auf massigem Triaskalk; die Hornsteinzone, die in den früheren Profilen beobachtet wurde, fehlt hier unter der Kreide; mit dem Triaskalk wechseln Dolomite. Doch bildet dieser Komplex nur ein schmales Band; denn (Fig. 1 c) über den Kalken und Dolomiten liegt gegen SW eine mächtige Masse von Hornsteinplattenkalken. In einem von der genannten Häusergruppe gegen Sv. Mohor gezogenen Profile fallen die Plattenkalke zuerst gegen Süden oder Südwesten, dann aber dreht sich das Fallen um zu 40° NO. Daher schließen sich die Kalke zu einer Synklinale zusammen. Die Hornstein führenden Plattenkalke halten weit über dem P. 358 gegen Sv. Mohor an; erst etwa am halben Wege zwischen den beiden genannten Punkten liegen unter ihnen helle Plattenkalke, wie sie oft im Liegenden der roten Hornsteinkalke erscheinen, und erst unter ihnen findet man dann die massigen hellen Kalke.

Als besonders bemerkenswert möge hervorgehoben werden, daß in der Mitte der Synklinale der Hornsteinplattenkalke bläuliche Sandsteine liegen, welche man sonst nur in den

Großdorner Schichten trifft. Es sei hier nur bemerkt, daß später noch auf die Gliederung des Komplexes der Hornstein führenden Schichten genau eingegangen wird.

Im Sušicatal herrschen zwischen dem P. 328 und dem Talknie unter der Häuseruppe Slivie ebenfalls Verhältnisse, die nur durch eine Faltung der Trias erklärbar sind. Der Bach tritt unterhalb des P. 328 aus der Kreide in die Trias ein. Dabei sind als Basalbildungen der Kreide grobe Breccien aufgeschlossen, in welchen die älteren Kalke, Dolomite und Hornsteine als Trümmer von Faust- bis Kopfgröße enthalten sind. Diese Basalbreccien liegen auf hellen, weiß anwitternden, ungeschichteten, massigen Kalken, welche Hornsteinknöllchen und einzelne größere Hornsteine führen. Aus diesem Gestein tritt man dann in eine Zone ein, deren Zugehörigkeit zur Gruppe der Hornstein führenden Gesteine klar ist. Zuerst erscheinen mit 45° SO-Fallen graue Mergelschiefer, welche den Charakter der typischen Großdorner Schichten haben; mit diesen Schiefen kommen graue Kalke mit kleinen Hornsteinen vor. Dann folgen weiße, massige Kalke mit Hornsteinen und dann eine Zone von Hornsteinplattenkalken und von grauen und roten, 50 bis 60° SO fallenden Plattenkalken. Diese Hornstein führende Gesteinszone ist als die streichende Fortsetzung der Synklinale nordöstlich von Sv. Mohor aufzufassen. Trotz des stark abgelenkten Streichens läßt sich erkennen, daß die bachabwärts folgenden, dickbankigen, graulichen oder auch massigen Kalke (40° Südfallen) der Gesteinszone zugehören, auf welcher in dem früher besprochenen Profile die Kreide von Slivie liegt. Tatsächlich beobachtet man, daß über diesen Kalken in der Nähe der Biegung des Sušicatalen Kreidemergel mit 60° Ostfallen liegen.

Zu bemerken wäre noch, daß die sehr stark wechselnden Streichrichtungen der einzelnen Gesteinskomplexe wohl auf den äußerst verschiedenen Widerstand, der durch die verschiedene Härte und Festigkeit hervorgebracht wird, der Faltung gegenüber sich erklärt. Denn es grenzen ja die schwer bewegliche Masse der Kalke und Dolomite, die

leichter durchzubewegende Serie der Hornstein führenden Schichten und die weichen Kreidebildungen aneinander.

Nachdem nun die Kreide des mittleren Sušicatales besprochen und ihre Fortsetzung bis gegen Sliwie festgestellt ist, muß noch ausgeführt werden, daß von dieser Kreide-synklinale ein Arm abzweigt und über Sv. Mohor gegen Jablanitz reicht. Unterhalb des P. 328 führt ein Weg nach Sv. Mohor. Unmittelbar über dem Talboden liegt ein schmales Band von hellem, massigem Triaskalk, der sofort von Kreidemergeln überdeckt wird. Diese hellgelben Kreidemergel nehmen einen ziemlich breiten Raum ein und werden am Kamm Scherendorf—Sv. Mohor von Hornsteintrias oder auch direkt von massigem Triaskalk unterlagert. Bei Sv. Mohor liegt über dem massigen Triaskalk Radiolithenbreccie und darüber plattiger Kalk mit Hornsteinen; diese hellen Plattenkalke sind in der Umgebung von Sv. Mohor gefaltet (NW—SO-Streichen). Im Profil von Sv. Mohor gegen P. 328 ist auf eine große Breite die Kreide entwickelt (Fig. 1 c): es sind Radiolithenbreccien, Sandsteine, graue und gelbe, vereinzelt auch rote Mergel. Das Ganze ist gefaltet, wobei sich die Schichten stellenweise bis 70° aufstellen. Vielfach beginnt das Streichen aus NW—SO nach W—O zu drehen. Unter der Kreide kommt als ein schmales Band der massige Triaskalk heraus, der die Kreide von der Hornsteinsynklinale des P. 358 trennt (Fig. 1 c).

Bei Sv. Mohor bildet die Kreide nur eine dünne Haut auf der Trias, denn die letztere kommt westlich unter dem Kamm sofort heraus. Erst südöstlich von Jablanitz steigt die gefaltete Kreide tiefer ab (Kalkbreccien, Kalksandsteine, Mergel, konglomeratische Mergel, Konglomerate).

Die Kreide, die, abgesehen von der energischen Kleinfaltung, eine Mulde bildet, liegt östlich von Jablanitz auf Triasdolomit. Aber meist ist die Auflagerung durch einen Bruch gestört; denn die 30° NO fallende Kreide stößt östlich von Jablanitz an Dolomit und Kalk ab; diese letzteren bilden ein schmales Band, denn nördlich davon liegt wieder in breiter Entwicklung die Hornsteintrias der Synklinale des P. 358. Östlich von Jablanitz hebt die Kreidemulde an.

b) Die Kreidesynklinale im Sušicatal und ihr Ostrand. Es wurde schon früher auseinandergesetzt, daß die Kreide im Sattel zwischen der Biegung des Sušicatal und der Häusergruppe Sliwie auf dem massigen Triaskalk liegt. Der NO-Flügel dieser Kreidesynklinale liegt auf einer mächtigen Entwicklung von Hornsteinkalken, welche den im Voče gipfelnden Kamm bilden. In der Nähe der Grenze dieser Kalke mit der Kreide (Fig. 1 c) streichen die ersteren NW—SO und fallen scharf gegen SW ein. An dieser Grenze sind derzeit die basalen Bildungen der Kreide nicht aufgeschlossen, sondern das erste Glied der Kreide, das nahe der Grenze beobachtet wurde, sind 60 bis 70° SW. fallende Kreidemergel. Aber die zahlreich herumliegenden Blöcke von Kalkbreccien und zum Teil auch Radiolitenbreccien zeigen, daß hier Basalbildungen vorhanden sind, daß also der Kontakt von Kreide und Hornsteinkalken hier kein anomaler ist; es grenzt daher hier die scharf aufgerichtete Kreide an die mächtig entwickelten Hornsteinplattenkalke der Stojdragazone. Die massigen Kalke, welche den anderen Flügel der Kreidesynklinale unterteufen, fehlen hier.

In der hier übrigens sehr schmalen Kreidesynklinale überwiegt die steile Schichtstellung. Eine Gliederung der Kreide war nicht möglich. Hauptsächlich sind es graue Mergel und Mergelkalke; doch sieht man auch rote Mergel, welche, wenn sie nicht im Verbands mit den anderen Kreideschichten stünden, nicht von den Mergeln der Trias zu trennen wären. Zurücktretend sind auch Sandsteine vorhanden. Eine merkwürdige Bildung sind die konglomeratischen Mergel; das sind braunviolette und rötliche Mergel, welche abgerundete Kalkbrocken bis 5 cm Größe so eingebacken haben, daß diese in der mergeligen Grundmasse wie porphyrische Einsprenglinge eines Ergußgesteines liegen.

Der Sušicagraben schneidet bei der Biegung unter der Häusergruppe bei Sliwie durch die Fortsetzung der Kreide durch. Man beobachtet da im Liegenden der Kreide des SW-Flügels der Synklinale die früher angeführten Triaskalke (40° Südfallen). Auch hier sind die Basalbildungen der Kreide nicht direkt aufgeschlossen, sondern nur als

Breccienkalke im Schutte festzustellen. Das erste Glied der Kreide sind, wenn man im Sušicatal abwärts wandert, noch vor der Biegung des Grabens harte Kreidemergel, 60° Ost fallend und im Wechsel mit mergeligen Kalken stehend. Dann folgen Sandsteine. Knapp vor der Mühle, welche in der Biegung des Tales liegt, streichen 40° NO fallende Mergel durch, welche sich bei der Mühle selbst fast horizontal legen. Dann aber richtet sich das Fallen rasch auf und man beobachtet senkrechte Schichtstellung und scharfes SW- bis W-Fallen. So stößt die Kreide an die Hornsteinkalke von Voče-Dol.

Der Rand der Kreide ist aufgeschlossen auf dem Wege, der von der eben erwähnten Mühle an der Nordseite des P. 433 nach Mladie führt. Von der Mühle aufsteigend quert man zuerst unter 50° NO fallende Mergelkalke der Kreide und kommt in deren überstürztem Liegenden in eine mächtig entwickelte Radiolitenbreccie, die in sehr dicke Bänke (70 bis 80° NO fallend) gegliedert ist. Im Liegenden derselben erscheinen graue Zementmergel, bräunliche, etwas sandige Mergel und rotviolette Mergelschiefer, 70° NO fallend. Diese Mergelschiefer stoßen direkt an die Hornsteinkalke. Die Grenze von Trias und Kreide ist hier in überstürzter Stellung einer senkrechten Fläche genähert, die wohl schon einer Störung entspricht.

Denselben Charakter behält die Grenze im ganzen Gebiete des P. 433 (Fig. 1 *d*). Diese Kuppe ist im westlichen Teil aus Kreide, im östlichen aus Hornsteinplattenkalken aufgebaut. Am Gipfel selbst stoßen in senkrecht niedergehender Fläche diese Kalke an der Kreide ab, und zwar ist es mächtig entwickelte Radiolaritenbreccie, die an die Trias angrenzt. An die Breccie schließen sich die mergeligen Kreidesedimente an, welche hier N—S streichen und 60 bis 80° gegen W oder WSW fallen. Diese Kreideschichten sind stark gefaltet. Hier fällt die Grenze der saiger stehenden Kreide und der flach liegenden Trias mit einer Störung zusammen.

In ganz derselben Weise ist die Grenze im Gebiete des P. 507 beschaffen (Fig. 1 *e*). Nur darin liegt ein Unterschied, daß da die Kreide in flacherer Lagerung an die Trias herantritt.

In der Entfernung von einigen hundert Schritten von der Grenze beträgt das Fallen 20 bis 40° SW und die Wendung der Fallrichtung auf NO deutet an, daß hier auch flache Falten vorhanden sind. Dann aber, gegen die Störung zu, liegt die Kreide horizontal und so stoßen die vorwiegend entwickelten Mergel und Mergelkalke und die zurücktretenden Konglomerate an der Trias ab.

Aber auch die Trias hat eine Änderung durchgemacht; denn es sind jetzt wieder massige Kalke, an welche die Kreide stößt. Dieser gegen NW zu rasch auskeilende Streifen von massivem Triaskalk wird gegen Mladie zu (p. 24) von Hornsteinkalken überlagert. Die Störung an der Grenze von Trias und Kreide beobachtet man, wenn man von Pruschendorf dem an der SO-Flanke des P. 507 durchziehenden Weg nach Mladie folgt. Auch da kommt man aus der ruhig liegenden Kreide, auf welcher Pruschendorf steht, in die hellen, massigen Kalke, welche gegen Mladie zu von Hornsteinplattenkalken überlagert werden.

Da nun die Grenze von Trias und Kreide aus dem Sušicatal herauf, ungeachtet der Lagerung der Kreide selbst, den Charakter einer senkrechten Fläche hat, da ferner an diese senkrechte Grenzfläche zwei verschiedene Stufen der Trias und von diesen wieder die eine in ganz verschiedener Stellung an die Kreide herantritt, so ist die einzig mögliche Lösung der Frage nach der Art der Grenzfläche, daß diese eine Störung darstellt.

Aus den bisher mitgeteilten Beobachtungen geht hervor, daß die Innentektonik der doch recht schmalen Kreidezone hauptsächlich durch steile Schichtstellung sich erschöpft. Es ist bei dem sehr dichten Vegetationskleide des Gebietes auch schwierig, ein Profil durch die Kreidezone selbst darzustellen. Ein solches eröffnet sich als Fortsetzung des Schnittes von Scherendorf nach P. 328 von diesem bis Pruschendorf (Fig. 1 b). Die im folgenden beschriebenen Aufschlüsse liegen am Karrenweg von P. 328 aufwärts. Zuerst beobachtet man Mergel, sandige und mergelige Kalke mit schwarzen Hornsteinlagen. Mergel und sandige Hornsteinkalke fallen in 350 m Höhe flach gegen NO; doch dreht sich

dieses Fallen sofort auf 50 bis 60 SSW. Diese faltenartigen Verbiegungen wiederholen sich des öfteren und das Fallen schwankt nicht nur zwischen NO und SW, sondern auch zwischen horizontaler und saigerer Stellung. Ebenso wie man beim fortschreitenden Aufstieg sieht, daß in den unteren Partien die mergeligen Gesteine vorherrschen, Konglomerate und Breccien dagegen zurücktreten, ebenso macht man die Beobachtung, daß doch das Fallen gegen SW allgemein vorherrscht und nicht sehr wesentlich durch Kleinfaltung gestört wird. Je höher man aufsteigt, um so mehr häufen sich die Rollstücke von Breccien, welche ganz die Art der Radiolitenbreccien aufweisen. Bei einem Weingarthaus in 425 *m* Höhe ist ein großer Aufschluß vorhanden, der eine in Mergelkalke eingelagerte Breccie (25° SW-Fallen) zeigt. Darunter liegen wieder Mergelschiefer, oft in fast horizontaler Stellung. Diese Mergelschiefer werden wieder von einer Bank von Mergelkalken und Radiolitenbreccie (30 bis 40° SW-Fallen) unterlagert. Im Liegenden davon erscheinen in 455 *m* Höhe, in einem Komplex von grauen Mergeln eingeschaltet, jene violetten Mergel, die den Mergeln der Hornsteinschichten der Trias sehr ähnlich sind (30° SW-Fallen). In dieser Reihe sind auch die eigenartigen konglomeratischen Mergel und Radiolitenbreccien vertreten. Man macht die Beobachtung, daß der Mergelkomplex nicht nur sein Streichen dreht (O—W bei Südfallen), sondern daß auch eine ziemlich lebhaft gefaltete oder verbiegung im Streichen vorhanden ist. In der nächsten Umgebung von Pruschendorf beobachtet man vielfach ganz horizontale Lagerung der Kreide, in der Nähe der Kirche aber 30 bis 50° NO-Fallen. Steigt man auf dem Fahrweg, der von Pruschendorf unter dem P. 507 nach Mladie führt, ab, so kommt man aus den NO fallenden Mergeln der Kreide in 20° SW einschließende Mergel und Sandsteine; und diese schneiden an der früher erwähnten senkrechten Bruchstelle an massigem Triasdolomit ab.

Von Pruschendorf gegen Süden behält die sich gegen Süden biegende Grenze von Kreide und Trias zuerst ihren früher namhaft gemachten Charakter. Die Grenze zieht derart durch, daß Osunja bereits auf dem massigen Triaskalk liegt.

Hoch über Werble, östlich von dem genannten Orte fällt die Trias steil gegen NO ein (in zirka 520 *m* Höhe). Daneben liegt, eine tiefere Stufe des Gehänges bildend, die flach gegen NO fallende Kreide. Knapp über Werble sind die tiefsten Schichten der Kreide entblößt. Es liegen da auf der Trias Breccien und darauf dunkelgraue bis schwärzliche, dünn-schieferige, bröckelig zerfallende Mergelschiefer der Kreide in fast horizontaler oder nur ganz leicht gegen West geneigter Stellung; über den Mergelschiefern liegen dickbankige, sehr harte Mergelkalké von heller Farbe, kleine Hornsteine führend. Unter der Kreide taucht, zwischen Werble und dem Sušica-tal, wieder der massige Triaskalk heraus, der schon früher (p. 17) aus diesem Tale erwähnt wurde; er führt Hornsteine. Hier ist zwischen Kreide und Trias keine Störung vorhanden.

In N—S-Richtung zieht die Grenze von Kreide und Trias gegen S weiter. Auf der Westseite des Veršak erreicht die Kreide mehr als 700 *m* Höhe. In 720 *m* Höhe liegt da auf massigem Triaskalk eine Kalkbreccie der Kreide, die erst in 690 *m* Höhe von Kreidemergeln überlagert wird. Das sind dieselben Schichten der Kreide, die nach Werble hinziehen.

Am Veršak macht die Grenze der Kreide nochmals eine Biegung, indem sie von da gegen den P. 740 an der Straße Stojdraga—Budinjak in reiner NW-SO-Richtung durchgeht. Da liegt die Kreide tiefer geschaltet, eine Stufe des Gehänges bildend, tief versenkt, während darüber die Steilhänge des Plateaus Veršak—Ravnina, aus Trias bestehend, aufragen. Der Triasdolomit, der Hornstein enthält, und der massige Triaskalk senken sich gegen Cerovica mit einem scharfen Steilhang herab. Daran schließt sich mit scharfem SSW-Fallen die Kreide an. Die Fortsetzung streicht bei P. 740 durch (p. 27).

c) Die Kreide am Plateau des Uskokengebirges. Kalke und Dolomite der Trias nehmen in gewaltiger Verbreitung das Gebiet südlich von Osterz, dann die Abatova gora und Blaževa gora ein und bilden so auf weite Strecken die Hochflächen des Uskokengebirges. Diese geologisch eintönigen Massen werden in dem Gebiete zwischen Javor,

Jecmenišce, Sv. Trojica, Petričkoselo, Gornjajas, Budinjak, Novoselo, Veršak von Kreide überlagert.

Als Liegendes der Kreide erscheinen nach der auf Stricanica folgenden ersten Knickung der Straße Osterz—Petričkoselo eine schmale Lage grauer und roter Plattenkalke mit Hornsteinen über den Kalken und Dolomiten; damit ist die Analogie zum Profil bei Scherendorf hergestellt. Diese Plattenkalke sind, da derartige Schichten der Kreide fehlen, als Trias anzusprechen. Über diesen Schichten liegen graugrüne und rötliche Mergel und Mergelkalke, welche z. B. an der Straße nahe der Grenze anstehen; sie fallen unter 60 bis 70° gegen ONO. In diese Serie sind auch rotviolette und grüne Mergel eingeschaltet. Es wäre nun naturgemäß eine sehr bedeutende Schwierigkeit für die Feststellung vorhanden, ob man diese Mergel noch mit den ebenso gefärbten und petrographisch ganz gleichen Mergeln des Hornsteinkalkkomplexes der Trias oder mit der Kreide vereinigen soll. Aber es fanden sich glücklicherweise, den Mergeln eingeschaltet, Radiolitenbreccien. Ebenso treten Konglomeratlagen als Einlagerung auf.

Der Kreide gehört auch das Karstterrain des Javor an, wo plattige Kalke NW—SO streichen. Zwischen Javor und Gornjajas sind dunkle Breccienkalke und spröde tonige Schiefer der Kreide entwickelt.¹

Von dem P. 531 bei Scherendorf führt ein Fahrweg am Kamme gegen Süden, der schließlich in das oberste Sušicatal absteigt; er geht über Dolomit und Kalk der Trias; beiläufig südwestlich von Cerovica beobachtet man auf diesem Wege 35° SO-Fallen des Kalkes. Kalk steht noch fast bis dahin an, wo dieser Weg den Boden des Sušicatal erreicht; er wird dort von Kreide überlagert; es sind Breccien, Mergel und Kalke zu beobachten, deren Fallen SO und S und 40 und 60° schwankt.

Ein sehr bemerkenswertes Profil ergibt sich auf dem Wege, der aus dem obersten Sušicatal nach dem Dorfe Osredak führt. Im unteren Teile des Gehänges stehen Mergel

¹ Gorjanović-Kramberger, Geologija, p. 33.

der Kreide, vielfach rote Mergel, mit Südfallen an. Etwa 60 *m* unter dem Dorfe Osredak liegen unter diesen Mergeln mächtige, helle, ungeschichtete Breccienkalke, die basalen Lagen der Kreide. Diese Breccienkalke liegen auf roten und hellen Hornsteinplattenkalken, welche Zwischenlagen von roten Mergelschiefern enthalten. Dieser Komplex (= Hornsteintrias ist bei NW—SO-Streichen sehr lebhaft gefaltet. Das sind dieselben Schichten, die unten von der Straße Budinjak—P. 740 erwähnt werden (Fig. 1 *f*).

Wir fassen diese Kalke als einen von unten her aufgefalteten Keil, der die Kreide in zwei Züge trennt, als die aufgefaltete Basis der Kreide auf und stellen uns so in Gegensatz zu Gorjanović-Kramberger, der sie noch zur Kreide gezogen hat. Die gefalteten Hornsteinkalke senken sich mit scharfem Ostfallen unter der Kreide des P. 740 (p. 29 und Fig. 1 *f*).

Das Liegende der Kreide des Plateaus des Uskokengebirges ist bei Petričkoselo vortrefflich aufgeschlossen. Man sieht da 15 bis 20° NO fallende Triasdolomite. Auf ihnen liegen an der Straße zum P. 747 Breccienkalke, Mergelkalke, Mergel usw. der Kreide. Diese liegt da flach der Trias auf und zeigt hier — im Gegensatz zu ihrer Einengung zur Synklinale von Scherendorf — eine meist flache Lagerung.

Westlich von Petričkoselo dagegen ist die Kreide scharf gefaltet.¹ Man beobachtet da bei Radanj (d. i. die scharfe Knickung der Straße westlich von Delešmenović) die Kreide in einem sehr klaren Verhältnis zur Trias. Sie füllt eine Synklinale aus, deren Flügel von Dolomit und Kalk der Trias gebildet werden, was Gorjanović-Kramberger darstellt.

Verfolgt man die Straße von Petričkoselo nach Gornjajas, so bleibt man immer im Triasdolomit; dieser fällt beim letztgenannten Orte 40 bis 50° SO ein. Die Kreide liegt nördlich von der Straße ganz regelmäßig dem Triasdolomit auf. Nur an der Straßenecke zwischen Gornjajas und dem P. 770 ist eine Störung dieses einfachen Transgressionsverhältnisses vorhanden; da liegt zwischen der flach gegen SSO fallenden

¹ Gorjanović-Kramberger, Geologija, p. 35, 36.

Kreide und dem Dolomit, der hier sehr gut geschichtet ist, ein vorzüglich aufgeschlossener, senkrecht niedergehender Bruch. Diese Kreideschichten sind nicht die Liegendsten; denn die Breccienkalke fehlen, diese sind also am Bruch tiefer als das Aufschlußniveau geschaltet. In den Mergeln der Kreide selbst beobachtet man kleine Störungen, welche auf Bewegungen längs der Schichtflächen zurückzuführen sind.

Der eben beschriebene Bruch ist jedenfalls die Störung, von der Gorjanović-Kramberger (p. 33) ein Profil gibt. Er sagt, daß die Grenze von Trias und Kreide gestört ist; dunkle, plattige Kalke, welche unter dem Triasdolomit liegen, sind in der Richtung des Streichens wellig verbogen und gleich neben ihnen sieht man körnige und konglomeratische Kalke und helle, grünlichgelbe Schiefer der Kreide, welche wechselnder zickzackartig gefaltet sind. Leider geht aus der Darstellung Gorjanović-Kramberger's nicht hervor, wo sich genau die Stelle befindet, an welcher er dieses Profil beobachtet hat.

Die Grenze von Trias und Kreide zieht von Gornjavas nach Mrzlopolje. Zwischen Mrzlopolje und Budinjak besteht die Kreide aus plattigen, blaugrauen Kalken, grauen, tonigen Schiefeln, deren Ähnlichkeit mit den Gosauschiefern Gorjanović-Kramberger hervorgehoben hat, Kalkschiefern und Mergeln. Diese Kreide liegt auf Triasdolomit, der im Gebiete von Gornjavas NO—SW streicht und SO einfällt. Von Mrzlopolje streckt die Kreide über den P. 636 eine Zunge in SO-Richtung gegen Grabar vor, welche NW—SO streicht. Das Streichen der triadischen Unterlage ist in Kremenjak und Kobiljak bei SO-Fallen senkrecht darauf gerichtet.

An zahlreichen Stellen des Kreideplateaus sind neben den schieferigen Gesteinen Kalke und Breccienkalke, vielfach mit Radioliten entwickelt. Solche Gesteine liegen z. B. bei Budinjak ganz horizontal.

Über die Tektonik des Kreideplateaus können wir uns kurz fassen, wir können da auf das schöne Profil Gorjanović-Kramberger's verweisen.

Nur der Ostrand der Kreide möge auf der Strecke Budinjak—Osredak—Novoselo kurz erörtert werden. Die Kreide-

kalke von Budinjak wurden bereits erwähnt, Gorjanovič-Kramberger nennt sie direkt Rudistenkalke; sie liegen auf Mergeln und schieferigen mergeligen Gesteinen; in die Kalke sind wieder rote und graue Schiefer eingeschaltet. Die Kreide hält an der Straße gegen Novoselo bis etwa 1 km nach Budinjak an. Dann aber beginnt eine eigenartig entwickelte Gesteinsreihe, nämlich rote Mergel mit Bänken von roten Hornsteinkalken wechselnd, wobei man die Übergänge der Mergel in die plattigen Kalke sehr wohl sehen kann; auch in den Mergeln treten Hornsteine und Platten von harten, grauen, kalkigen Mergeln auf, welche in rote und graue Schiefer übergehen; die roten Plattenkalke haben eingesprengt Bruchstücke von anderen Kalken und von Hornstein; die Kalke sind stellenweise geradezu konglomeratisch. Das ganze Schichtsystem, das bis etwa $\frac{1}{2}$ km vor P. 740 an der Straße ansteht (Fig. 1f) und die streichende Fortsetzung der früher erwähnten Gesteine von Osredak (p. 27) ist, ist ungemein energisch in Falten gelegt und wird von grauen Mergeln überlagert, welche normale Kreide sind. Diese Hornsteinkalke und roten Mergel gleichen so sehr der Hornsteintrias, daß wir sie ihr zugesellen (p. 27).

Beim P. 740 steht man knapp an der Grenze der Kreide; denn etwa 150 Schritte NO vom P. 740 zieht die auch hier senkrecht stehende Grenze von Trias und Kreide durch (Fig. 1f). Massige, durch zahlreiche in verschiedenen Ebenen liegende Klüfte zerrissene Triaskalke grenzen mit senkrechter Fläche an einen Komplex von gelblichen und grauen Mergeln mit einzelnen Lagen von roten Mergeln. So wie bei Prusendorf usw. ist auch hier die Grenze von Trias und Kreide eine senkrecht niedergehende Fläche. Wenn man auch nicht direkt einen Bruch hier sehen kann, so muß doch aus der Natur der Grenzfläche, aus der scharfen Zertrümmerung des Triaskalkes auf eine Störung geschlossen werden. Auch hier muß auf eine Differenz im Streichen hingewiesen werden; denn die Kreide streicht NW—SO, steht im Kontakt mit der Trias senkrecht und fällt in kurzer Entfernung davon bald NO, bald SW ein; die Triaskalke aber streichen bei Novoselo ONO—WSW und fallen unter 55° gegen SSO ein.

Dieses Fallen ist allerdings in einiger Entfernung vom Kontakt mit der Kreide gemessen.

d) Die Kreide bei Landstraß. Das Gebiet zwischen Osterz und Landstraß wird zum überwiegenden Teil aus Kalk und Dolomit der Trias aufgebaut. Daß die Lagerungsverhältnisse nicht ganz einfach sind, zeigen Einschaltungen von jüngeren Gesteinen. Diese Komplikationen gehen Hand in Hand mit der Beugung des Streichens; es wurde bereits früher darauf verwiesen, daß das Streichen in der Triasfalte zwischen Sv. Mohor und Sliwie nicht mehr normal, sondern bereits in W—O gedreht ist. Dieses abnorme Streichen beherrscht auch einen Teil des Gebietes südlich von Landstraß.

Die Straße von Landstraß nach Osterz macht etwa 1 km SO von Landstraß eine Kurve, mit deren Hilfe sie sich nach Globotschitza hinaufschraubt. Südlich unter der Straßenbiegung liegen Mühlen an einem Bach, der unter Globotschitza als Karstquelle den Triaskalk verläßt. An diesem Bach liegt im massigen Triaskalk die erste Einschaltung von roten Hornsteinplattenkalken, 40° NW fallend; diese schmale Schuppe (Fig. 2 a) ist von hellem Triaskalk unter- und überlagert. Als nicht zusammenhängender Streifen, gleichsam aufgelöst in einzelne Fetzen, ist dieser Plattenkalk nur gegen Westen durchzuverfolgen, wobei sich zu den Plattenkalken in charakteristischer Weise auch rote Mergelschiefer gesellen. Diese roten Schiefer stehen auch noch an der Straße in der Nähe der oben erwähnten Biegung an, wie es scheint, mit NW-Fallen. Das Ganze ist eine Einfaltung oder Einschuppung von Hornsteintrias.

Über dieser »Hornsteintrias« liegen die hellen, massigen Triaskalke, die vorzüglich bei Globotschitza usw. aufgeschlossen sind und am Plateau von Osterz eine bedeutende Verbreitung haben. Diese hellen Kalke werden aber sehr bald wieder von Hornsteintrias überlagert; denn auf dem Fahrweg, der vor der oberwähnten Biegung von der Straße abzweigend nach Maria Gutenrat führt, liegen über den massigen Kalken rote und helle Plattenkalke mit Hornstein, 50° N fallend; sie reichen bis knapp an die Kirche Gutenrat heran

und keilen in Streichen aus. Diese Kalke sind bei Gutenrat selbst das Liegende der Kreide (Fig. 2 a und 2 b).

Die Kirche von Maria Gutenrat liegt auf Radiolitenbreccien und groben Kalkbreccien der Kreide. Östlich von

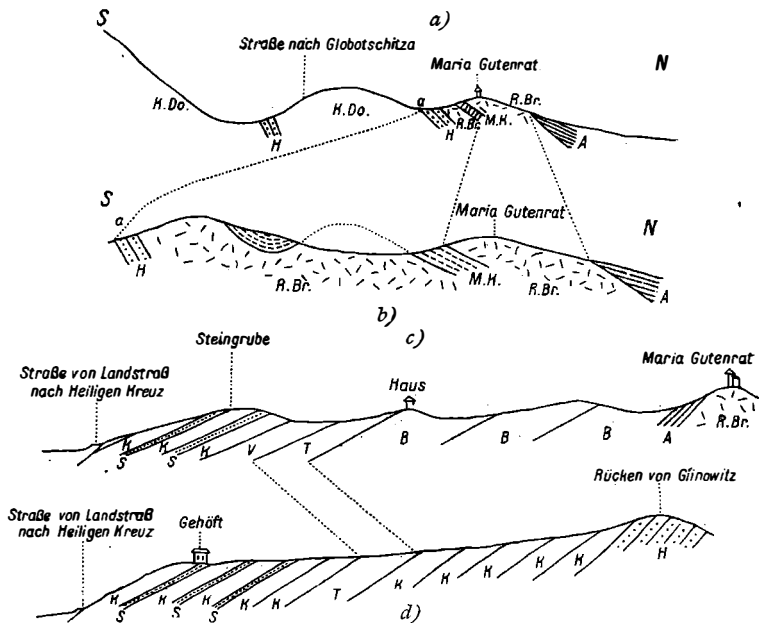


Fig. 2.

Die Figuren sind in verschiedener Weise vergrößert, so daß Fig. 2 a die kleinste, 2 c und 2 d die stärkste Vergrößerung haben.

- | | |
|--|----------|
| K. Do. Kalke und Dolomite | } Trias |
| H. Hornsteinplattenkalk | |
| R. Br. Radiolitenbreccie | } Kreide |
| M. K. Mergelkalke und Mergel | |
| A Austernbank | |
| B Bivalvenschichte | } Miocän |
| T Turritellenschichte | |
| S Sandige Tegel (Steingrubschichten) | |
| K Kalksandstein | |
| V Schichten mit <i>Venus</i> und <i>Cytherea</i> | |

der Kirche erscheinen darüber mergelige Kreidekalke, 20 bis 40° NW bis N fallend. Bei Gutenrat gibt es ein unteres Niveau von Radiolitenbreccien; darüber liegen mergelige

Kreidekalke und auf diesen, die Basis der Kirche bildend, eine obere Radiolitenbreccie; diese ist bei der Kirche in großen Aufschlüssen entblößt; sie ist ungemein grob und enthält viele Trümmer von Kalken weit über Kopfgröße.

Auf dem Rücken südlich von Gutenrat hat die Kreide noch eine kleine Verbreitung; Kreidemergel von meist roter und grauer Farbe liegen auf ziemlich mächtiger Radiolitenbreccie. Diese Kreide liegt zum Teil auf den Hornsteinkalken, welche vom Fahrweg nach Gutenrat schon erwähnt wurden, zum Teil auf massigen, hellen Triaskalken. Die Hornsteinkalke keilen im Streichen sehr rasch aus, verhalten sich also tektonisch ebenso wie dieselben Gesteine an der Straße nach Globotschitza (Fig. 2 b).

In der Nähe von Jablanitz liegt eine isolierte Partie von Kreide. Bei w im Worte Slinowitz der Spezialkarte führt ein Weg in fast südlicher Richtung zum Kreuz bei Jablanitz. Dieser Karrenweg kreuzt zuerst 30 bis 50° N fallende Triasmergel der Synklinale von Sv. Mohor, tritt dann in Hornsteinkalke (25° NNO-Fallen) ein und kommt dann in Dolomite und Kalke der Trias. In unsicheren Lagerungsverhältnissen lehnt sich an die Trias Radiolitenbreccie an. Leider ist gerade hier die Entscheidung über die Stellung der Kreide unmöglich. Die Verhältnisse sind so unklar, daß die Wahrscheinlichkeit sehr groß ist, daß die Kreide hier überhaupt nicht ansteht, sondern daß es sich um Blöcke von Radiolitenbreccie handelt, welche von der Kreidesynklinale von Sv. Mohor stammen.

Das Gebiet von Globotschitza. Augustine, Osterz usw. wird von Kalken und Dolomiten der Trias eingenommen. Diese Trias stürzt mit steilen Gehängen gegen den Bach nieder, der den Rücken von Nußdorf von der Hauptmasse des Gebirges trennt. Dieser Rücken hat recht komplizierte Verhältnisse. Bei Nußdorf selbst steht Kalk und Dolomit der Trias an. Diese Gesteine sinken gegen NO unter und tauchen unter Kreide hinab. Auf hellem, massigem Triaskalk liegen Kreidesandsteine und Mergel, 20° NO fallend, ferner Breccienkalke, Sandsteine, graue Kalksandsteine und graue, gosau-ähnliche Mergel (= Zementmergel der zentralalpiner Gosau).

An die Kreide lehnt sich gegen N zu Miocän an, eine tiefere Stufe des Gehänges bildend; wahrscheinlich geht dazwischen ein Bruch durch.

Die Kreide fällt 20° NO, streicht also gegen den früher erwähnten Steilabfall der Trias hin; da sie jenseits des oben erwähnten Baches nicht vorhanden ist, so muß man schließen, daß der Rücken von Nußdorf von der Hauptmasse der Trias durch einen Bruch getrennt und tiefer geschaltet ist. Der Bruch ist der Störung von Scherendorf parallel.

Die Kreide des Kammes von Nußdorf bildet eine Mulde, deren Nordflügel auf hellem, massigem Triaskalk liegt. Dieser Triaskalk und Dolomit setzt den Rücken über den P. 202 bis gegenüber der Straßenbiegung unter Globotschitza zusammen bis auf eine schmale Synklinale von Hornsteinplattenkalk, die mit NW—SO- bis OW-Streichen eingemuldet ist. Das ist ein Analogon zu den früher namhaft gemachten Zonen von Hornsteinplattenkalk, welche die Lagerung so bedeutend komplizieren.

2. Die Zone von Stojdraga.

Die im vorigen Abschnitt besprochene Zone der Kreide zeigt im großen und ganzen dinarisches Streichen. Dasselbe ist der Fall bei der Zone von Stojdraga, die aus Kroatien herüber bis an den Rand der Ebene von Landstraß reicht. Sie besteht aus »Hornsteintrias«, die als Mulde in den Kalken und Dolomiten der Trias liegt und selbst wieder in zwei Abschnitte, in eine untere, hauptsächlich aus Hornsteinplattenkalken und in eine obere, hauptsächlich aus Mergeln bestehende Zone zerfällt, wobei allerdings zu bemerken ist, daß die Trennung keine scharfe ist.

a) Das Profil Grandovica-Stojdraga. Dieser Schnitt ist das typische Profil durch die Zone von Stojdraga. Das südöstlich sich ausbreitende Liegende stellen Kalke und Dolomite der Trias vor, welche von der Kreidegrenze bei Novoselo an über Kumiščevac in geschlossener Masse bis Kerljen reichen. Im Osten der »Hornsteintrias« liegt die gewaltige Dolomitentwicklung von Stojdraga.

Auf den Kalken und Dolomiten von Kerljen (Kernjevo) liegen zuerst unter 60° NO einfallende Hornsteinplattenkalke und Mergelzwischenlagen. Geht man, der Straße folgend, tiefer in diesen Komplex hinein, so sieht man nicht nur das wechselnde Fallen, sondern man beobachtet auch eine bedeutende Inkonstanz des Streichens, das zwischen O—W und N—S schwankt; immer aber ist die Lagerung sehr steil. In der Schichtfolge sind auch Breccienkalke eingeschaltet (Straßenmulde S von Grandovica). Deutlich beobachtet man, daß gegen die Mitte der Synklinale die Mergel und Mergelschiefer überwiegen; ein Teil dieser Gesteine hat den Charakter der Carditamergel der Karawanken (Obir).

Klar ist die Auflagerung der Zone von Stojdraga auf die Kalke und Dolomite der Trias im SW. Weniger klar ist im Profile der Straße nach Stojdraga die Beziehung der Hornsteintrias zu den Dolomiten von Stojdraga. Man beobachtet da, aus der Mergelzone herauschreitend, zwar zuerst den Gegenflügel der Hornsteinplattenkalke, d. i. eine Zone von solchen, 40° SSO—SO fallend, kommt aber dann in klüftigen Dolomit, Dolomitbreccien und wenig Kalk. Die typischen, sehr vorherrschenden Dolomite halten über Stojdraga an und bilden nicht nur den Slednik, sondern auch das Gehänge bis an die Sohle des Slednikgrabens.

Klar ist dagegen die Beziehung der Hornsteintrias zu den Dolomiten von Stojdraga bei Selce. Dort erscheinen unter den Mergeln der Mitte der Synklinale von Stojdraga rote Hornsteinplattenkalke und mergelige Kalke mit Hornstein, NW—SO streichend, 60° SW fallend; sie liegen als NO-Flügel der Mulde von Stojdraga auf dem Triasdolomit des Kammes Spica—P. 656. Dieses Profil zeigt, daß die Zone von Stojdraga wirklich eine Synklinale darstellt. Gorjanović-Kramberger hat bei Selce eine lokale Antiklinale von Hornsteinkalken beobachtet und vergleicht diese mit den Gurkfelder Kalken.

Im Liegenden der Dolomite von Stojdraga stellte Gorjanović-Kramberger im Graben S von Stojdraga dunkle und blaugraue Kalke und Calcitadern und besonders reichlich

schwarze, brüchige Tonschiefer fest; diese Schichten stellt er in die Wengener Schichten.

Die Zone von Stojdraga setzt im rein dinarischen Sinne streichend gegen SO fort. Sie überquert das Breganatal und steigt über den Osredal, wo die Mergel eine schmale, auf Dolomit liegende Zone bilden. Ebenso klar zeigt das von Gorjanović-Kramberger dargestellte Profil der Vranica die **Mulde**; über dem Dolomit liegt, flach ausgebreitet, die jüngere **Reihe**, von Hornsteinkalken eingeleitet, worauf Mergel und Breccien folgen.

So ist es, trotz der Unklarheit bei Stojdraga, sicher, daß eine Synklinale vorliegt. Ebenso läßt sich bereits hier erkennen, daß der untere Teil der Mulde aus Plattenkalken, der **obere** vorwiegend aus Mergeln besteht.

b) Der Südwestrand der Hornsteintrias. Das Liegende der Zone von Stojdraga wird von Kalken und Dolomiten der Trias gebildet; die Grenze derselben zieht von Kerljen in NW-Richtung gegen St. Nikolaus. Zwischen dieser Grenze und der Kreide des P. 740 ist eine sehr bedeutende Region von den Kalken und Dolomiten eingenommen; es war nicht möglich, diese Kalk-Dolomitmassen zu gliedern. In einem Profil von P. 740 über Novoselo nach Planina herrscht der Dolomit vor. An vielen Stellen beobachtet man die engen, auf Wechsellagerung beruhenden Beziehungen von Kalk und Dolomit; so z. B. in der Umgebung von Planina selbst. Bei St. Nikolaus legen sich über dieses System die Hornsteinkalke der Trias.

Während nun auf der Strecke Kerljen—St. Nikolaus die Grenze in SO—NW-Richtung verläuft, tritt dann eine große Änderung des Streichens ein, das sich nach O—W wendet. Dadurch wird bedingt, daß gegen die Kreidesynklinale zu der Triaskalk und Dolomit ausspitzt und die Hornsteintrias an die Kreide herantritt. Bei Sliwie grenzt die Kreide an die Synklinale von Stojdraga (Fig. 1 c).

c) Der Ostrand der Hornsteintrias. Von dem früher erwähnten Selce zieht die Grenze der Hornsteintrias über den gegen N ziehenden Rücken der **Spica** herab und erreicht den Slednikgraben zwischen Werwie und der Quelle Iswir.

An der Grenze sind die Beziehungen der Hornsteintrias zu den Kalken und Dolomiten derart, daß entweder die Grenzfläche senkrecht steht oder, was viel häufiger der Fall ist, Fallen gegen W bis WSW herrscht (40 bis 90°). Das Streichen ist daher N—S gerichtet oder nur wenig gegen W abgelenkt. Die liegenden Schichten der Hornsteintrias sind, wie immer, lebhaft gefärbte Hornsteinplattenkalke, welche mit roten, violetten und gelben Mergeln wechsellagern. Unter diesen Plattenkalken liegen als Übergang zum Liegenden weiße, zum Teil noch plattige, zum Teil schon massige Kalke mit Hornsteinkalken. Die Grenze übersetzt den Slednikgraben.

Wenn wir von der miocänen Überdeckung absehen, so sind in dem noch von uns studierten dreieckigen Gebiete zwischen P. 228 im Slednikgraben, Globotschitza, Merzjalavas, Malenze und Unter-Piroschitz nur die beiden Triasstufen Kalk und Dolomit einerseits, Hornsteintrias andererseits zu beobachten. Die Grenze zwischen den beiden zieht quer durch das erwähnte Dreieck derart durch, daß der größere nördliche Teil der Hornsteintrias zufällt.

In einem Profil von Unter-Piroschitz nach Vranjak beobachtet man zuerst eine Zone von Hornsteinkalken; dann folgt eine solche von Mergelschiefen, welche bei Š im Worte Piraška unter 10 bis 15° WSW fallen. Wie immer in solchen Komplexen weicher Gesteine wechselt das Fallen; man beobachtet Ost- und Westfallen und auch senkrechte Schichtstellung. Die in den Hohlwegen aufgeschlossenen Gesteine sind graue und graugrüne Mergel, deren Übereinstimmung mit jenen des Profiles Stojdraga—Grandovica und mit jenen von Großdorn vollständig ist. Die meisten Typen dieser Mergel gleichen sehr den Carditamergeln.

Bei St. Peter—Vranjak erscheinen unter den W-fallenden Mergeln wieder die Hornsteinplattenkalke. Diese werden von massigen Triaskalken und Dolomiten unterlagert, welche bis Globotschitza anhalten und dort von Miocän überdeckt werden.

Als besonders bemerkenswert möge nur hervorgehoben werden, daß der bei Stojdraga in NW—SO-Richtung

verlaufende Rand der Zone von Stojdraga sich, wie die früheren Angaben gezeigt haben, zuerst gegen Norden biegt, daß er sich aber vom Slednikgraben an gegen NO wendet.

Nimmt man nun dazu, daß der andere Rand der Stojdragazone sich gegen Westen wendet, so erkennt man eine trompetenförmige Erweiterung dieser Zone. Das Gegenstück liegt jenseits der Bucht von Landstraß bei Gurkfeld (p 61).

Bei Stankovo liegen die Hornsteinkalke über Kalk und Dolomit der Trias. In Stankovo selbst stehen Dolomite mit einer 30° N gerichteten Bankung an; darüber liegen dann außer dem Ort die Hornsteinkalke. Im Sattel zwischen P. 231 und P. 269 ist die Grenze etwas von Belvedereschottern verhüllt. Von dort zieht sie in der Richtung auf Merzlalavas.

Im Graben bei Merzlalavas stehen 10° W fallende Dolomite an. Im Graben unter dem genannten Orte liegt die Grenze bei der zweiten Mühle. Da sind Plattenkalke mit 65° SO-Fallen aufgeschlossen. Bei der dritten Mühle sind die Plattenkalke klein gefaltet; sie werden gegen Malenze von Mergelschiefern überlagert. Diskordant wird der Trias von dem Miocän von Malenze übergriffen.

Der Slednikgraben zeichnet sich nicht nur durch seinen auffallend geradlinigen Verlauf aus, sondern diese eigenartige Erscheinung wird noch verstärkt dadurch, daß jenseits der Wasserscheide sich diese gerade Linie in das Breganatal fortsetzt. Gorjanović-Kramberger¹ schreibt darüber; »Ich mache aufmerksam auf den kleinen Zufluß der Bregana, auf die Gabrovica, welche in der Richtung nach SO fließt. Wenn wir diese Richtung über die Côte 286 verlängern, so kommen wir in ein schmales Tal, in welchem der Slednikbach in der Richtung gegen NW fließt und bei Zirkle in die Gurk mündet. Die konstante, ich möchte sagen, geradlinige Richtung der Täler der Bregana, der Gabrovica und des Slednikbaches ist nur durch den schmalen Rücken der Wasserscheide bei Podzaj unterbrochen. Dieses 10 km lange, geradlinige Tal ist allem Anschein nach an einen Bruch gebunden, denn wir:

¹ Geologija, p. 10.

haben in unserem ganzen Gebiete (gemeint ist der kroatische Teil des Uskokegebirges) kein Tal, welches sich geradlinig in dieser Richtung erstrecken und überdies noch die Wasserscheide überschreiten würde. Dieses Tal entspricht in seiner Richtung der Störung des Westflügels der Carbonfalte in der Nähe des Hammers bei Samobor.«

Im oberen Teile des Slednikgrabens, der in Dolomit eingeschnitten ist, konnte keine Störung erkannt werden.¹ Auch dort, wo die Grenze der Hornsteintrias und ihres Liegenden durchstreicht, ist keine sichere Verstellung der Schichten zu sehen. Wohl aber ist eine kleine Störung zwischen Trias und Miocän bei Ober-Piroschitz festzustellen (p. 58), so daß die Vermutung Gorjanović-Kramberger's wenigstens zum Teil bestätigt ist.

d) Der innere Bau der Zone von Stojdraga. Im Profil Stojdraga—Kerljen ist die Zone eine noch recht einfache Synklinale, welche in sich etwas gefaltet ist (Profil bei Gorjanović-Kramberger).

Die Zone zeigt, wenn man sie von Vranica,* also von Kroatien her verfolgt, das rein dinarische Streichen. Zwischen dem Profil Stojdraga—Grandovica und der Landstraßer Ebene aber geht eine bedeutende Veränderung im tektonischen Werte der Zone vor sich; denn die SW-Grenze, die bis in die Gegend von St. Nikolaus NW—SO verläuft, dreht sich gegen W und im Gebiete von Schuttina—Voče streicht die Hornsteintrias W—O. Die Ostgrenze der Zone von Stojdraga aber biegt sich von Selce an gegen N und in dieser Richtung geht nun das Streichen. Vom Slednikgraben an biegt die Grenze gegen NO aus. So macht die Zone von Stojdraga jene schon erwähnte trichterförmige Verbreiterung durch und so löst sich der einfache Bau der Synklinale in ein Gewirre von Falten auf. Dieser Faltenbau wird noch dadurch verwickelt, daß sowohl die weichen Sedimente der Zone als auch der im tieferen Teile herrschende Wechsel der harten

¹ Ein Hinweis auf eine durchstreichende Störung könnte wohl in der Tatsache gesucht und gefunden werden, daß die Triasdolomite und Trias-
kalke der beiden Gehänge des Slednikbaches an mehreren Stellen gegeneinanderfallen.

Plattenkalke und der weichen, nachgiebigen Mergel zur tektonischen Verwirrung und Komplikationen im kleinen Maßstabe, also zur Ausbildung sehr wechselnden Streichens und Fallens, zur Entstehung von Kleinfalten neigt. So ist eine Entwirrung der Tektonik durch natürliche Umstände sowohl wie auch durch die dichte Vegetation erschwert.

Früher wurde das Profil Novoselo—Planina erörtert (p. 35) und dabei bereits erwähnt, daß bei St. Nikolaus auf den Kalken und Dolomiten der Trias Hornstein führende Plattenkalke liegen; diese legen sich mit O—W bis N 70 W—Streichen auf die massige Kalk-Dolomitentwicklung und fallen mit 20 bis 30° gegen N—NNO (Fig. 1 g). Der Fazies nach entsprechen diese Schichten, ganz so wie überall die Liegendschichten der Stojdragazone, vollständig den Gurfelder Schichten. Sie sind wenig mächtig, denn bald gewinnen die mergeligen Zwischenlagen, die auch in den liegendsten Teilen des Plattenkalkkomplexes bereits auftreten, die Überhand und es folgen über den Plattenkalken gelbliche, grünliche und violette Mergel, deren Fallen im Profil über Hrastek nach Schuttna konstant gegen N oder NNO gerichtet ist. Dieser Mergelkomplex ist scharf gefaltet, wobei auch ganz senkrechte Schichtstellung zu beobachten ist. In die Serie sind auch gelbe bis graue Mergel, welche mit Sandsteinbänken wechseln, eingeschaltet; das macht ihre Ähnlichkeit mit den Großdorner Schichten ungemein groß. Unter diesem Komplex tauchen bei Schuttna wieder die roten Plattenkalke mit Zwischenlagen von roten Mergeln heraus (in überstürzter Stellung bei 45° N- bis NO-Fallen, auch leicht im Streichen verbogen).

Das Profil des P. 507 bei Pruschendorf (Fig. 1 e) und die Verhältnisse von Mladie wurden bereits früher dargestellt. Es wurde gezeigt, daß zwischen Mladie und Pruschendorf auf den massigen Kalken Hornsteinplattenkalke liegen. Im Profil Mladie—Dol (Fig. 1 h) zeigt sich, daß über den Dolomiten von Mladie Hornsteinplattenkalke und über diesen dann die mergelreiche Serie, in der rote und rotviolette Mergel vorherrschen, folgen. Knapp vor Dol legen sich überstürzt darüber helle und rote Plattenkalke, 70 bis 80° NNO fallend.

In der Fortsetzung des Profils von Dol bis Voče beobachtet man nur rote und helle Plattenkalke, die zuerst gegen NNO, dann gegen SSW und dann wieder steil gegen NNO einfallen. Das sind Falten (Fig. 1 h).

Es möge nur vorläufig hingewiesen werden, daß die Mächtigkeit und Verbreitung der Hornsteinkalke zunimmt, je mehr man sich der Ebene von Landstraß nähert.

Den Rücken des Voče setzen gegen Westen, bis zur Kreide (p. 41) Hornsteinkalke zusammen; sie streichen in der Nähe der Kreide NW—SO und fallen gegen NO oder SW. Auch der gegen Schuttna ziehende Teil des Rückens besteht aus Hornsteinplattenkalken.

Der Graciebach ist in die Hornsteinschichten der Trias eingeschnitten. Aus denselben Gesteinen besteht auch der Rücken des P. 318—P. 298. Gegen NO taucht da die Trias unter mediterranes Tertiär hinab. In dem Tale von Piraška voda und bei Werwie ist bereits jene Region erreicht, wo das Streichen der Stojdragazone um N—S schwankt. So fallen auf der westlichen Talseite des Piraška voda bei Werwie Hornsteinkalke und Mergel unter 70 bis 80° gegen SSO; die linke Talseite aber besteht aus hellem und auch grauem Plattenkalk mit Hornstein, die unter 40° W einfallen und den unmittelbaren Liegendschichten der Hornsteintrias sind. Unter diesen Kalken liegen die massigen Triaskalke, aus welchen die schon von den Römern ausgenutzte Quelle Iswir hervorkommt, und unter diesen wieder lagern die 30° W fallenden Dolomite des Slednikgrabens. Es ergibt sich so von O nach W ein ganz normales Profil. Wie schon früher erwähnt wurde, quert die Grenze der Hornsteintrias den Slednikgraben.

Der Rücken zwischen Stojanski werch und Werwie besteht ebenfalls aus Hornsteinkalken und Mergeln, die N—S bis NNO streichen und gegen O fallen. In diesem Komplex ist eine schmale Zone von grauen und gelben mit den Mergeln aufgeschlossen, die eventuell der Kreide angehören könnten; da aber keine Breccien gefunden wurden, so muß das als zweifelhaft hingestellt werden.

Im Gebiete von Vinivrh, P. 318 und Vorhouskavas herrschen Triasmergel, von denen viele den Carditamergeln ungemein ähnlich sind. Das ist die typische Entwicklung, wie sie die Großdorner Schichten aufweisen. Das Streichen dieser Mergel ist ungemein wechsellvoll (O—W, NW—SO, N—S, NO—SW), wobei natürlich auch die Fallrichtungen fortwährend wechseln.

Zwischen dem genannten Kamm und Pirošitz hat das Tertiär eine weite Verbreitung. Triassische Schichten sind zusammenhängend von Werwie abwärts nur am rechten Ufer des Slednikgrabens aufgeschlossen: es sind die Sedimente der Hornsteintrias, die hier oft in außerordentlicher Weise gestört sind. In Ober-Pirošitz sind große Aufschlüsse von roten Mergelschiefen und Hornsteinplattenkalken mit 70° WSW-Fallen zu sehen.¹ Am oberen Ende von Ober-Pirošitz ist an der Straße gegenüber einer Mühle ein Aufschluß mit sehr stark gerötetem Hornsteinkalk zu sehen, der gegen NW fällt.

3. Die Abatova gora und Blaževa gora.

Das Gebiet der Kalke und Dolomite von Osterz wurde bereits mehrfach berührt. Zwischen Globotschitza und Osterz ist die Lagerung sehr ruhig. Es ergibt sich als Gliederung in diesem Profil, daß die Kalke bei Globotschitza eine untere Abteilung bilden, daß darüber helle, zuckerkörnige, nicht brecciöse Dolomite liegen (10 bis 20 m Mächtigkeit). Darüber folgt wieder Kalk, in den noch mehrere Lagen von gering mächtigem Dolomit eingeschaltet sind. Diese Gesteine halten unter starkem Vorwiegen des Kalkes bis Osterz an, doch finden sich auch bei diesem Orte wieder dolomitische Lagen in den meist dichten, wenig brecciösen grauen Kalken. Das anschließende Profil Osterz—Scherendorf mit seiner Einschaltung von Dolomit wurde bereits früher (p. 12) besprochen.

Ganz analog dem eben zitierten Profil ist jenes gebaut, das man von Osterz gegen Stricanica beobachtet. Man sieht

¹ Die Trias des linken Ufers wird später (p. 58) erörtert.

da, daß auf den Kalken von Osterz zuerst ein System liegt, das vorwiegend aus Dolomit besteht. Darüber folgt wieder ein Komplex von vorwiegend Kalk und darüber eine Wechselagerung von Kalk und Dolomit, auf welcher dann der schon erwähnte Hornsteinkalk von Stricanica lagert.

Das gesamte Gebiet der Abatova gora (Strmac, Mirčov, P. 749, P. 741, P. 834, P. 549, P. 723, P. 818, P. 969) ist von einer nicht gliederbaren Serie von massigen Kalken und Dolomiten eingenommen. Sehr vereinzelt sind diesen Gesteinen schmale Lagen von dunklen Kalken, die etwas gebändert sind, eingeschaltet. In den massigen grauen Kalken führen einzelne Lagen rote Schmitzen, wodurch das Gestein im Handstück dem Dachsteinkalk ungemein ähnlich wird.

Denselben Bau hat auch die Blaževa gora (Porčen hrib, Pleš, P. 889, P. 928, P. 951, P. 978, Čemus). Die in der Blaževa gora liegende Plateaufläche ist so wie die Abatova gora von tiefem Wald bedeckt und daher schlecht abgeschlossen und außerdem äußerst unübersichtlich. Über die Trias des Plateaus greift die Kreide über (p. 25).

Das Gebiet der Kalke und Dolomite ist stratigraphisch nicht zerlegbar. Auch eine tektonische Gliederung stößt infolge der vorherrschend ruhigen Lagerung und besonders wegen der undurchdringlich dichten Vegetation auf beträchtliche Schwierigkeiten, um so mehr, als in dem gleichmäßig massigen Gestein die Bestimmung des Streichens und Fallens nur an wenigen Punkten möglich ist.

Man kann die Störungen nicht eigentlich sehen, sondern kann solche nur aus dem Vorhandensein an den Rändern des Gebietes vermuten. Die früher (p. 13) beschriebene Störung von Scherendorf scheint tief in die Triasmasse der Abatova gora einzudringen, denn man beobachtet noch nördlich von Stricanica OSO-Fallen. Die an der Bucht von Landstraß südlich von Nußdorf anschließenden Teile der Abatova gora haben dasselbe Streichen wie das Gebiet von Wodenitz, nämlich N—S bis NW—SO, während die Gebiete um Globuschnitzta WNW—OSO-Streichen zeigen. Vermutlich setzen die Störungen des Gebirgsvorsprunges zwischen Landstraß und St. Bartelmae in der Abatova gora fort.

4. Der Vorsprung des Gebirges zwischen Landstraß und St. Bartelmae.

Die tief in das Gebirge einspringenden Buchten von Landstraß und St. Bartelmae, die von mediterranem Miocän erfüllt sind, werden durch einen Vorsprung des Uskokengebirges getrennt, der nördlich der Linie Pletterje—Nußdorf aus dem Rande des Gebirges vortritt. Dieser Vorsprung besteht in seinem höheren Teil aus Trias und Kreide. Aber dieses Mesozoikum zerfällt in zwei tektonisch ganz scharf getrennte Teile, deren Absonderung nicht nur durch eine N—S-Störung bewirkt wird, sondern die gegeneinander auch ein fast um 90° verschiedenes Streichen haben.

Die östliche Hälfte besteht aus einem schmalen, mit der Hauptmasse der Abatova gora zusammenhängenden Streifen von massigem Triaskalk und einer östlich davon aufliegenden Serie von Hornsteinkalk.

Die Zone der massigen Triaskalke erstreckt sich bis P. 324 und wird auf dessen Ostseite von grauen Plattenkalken mit dunklem Hornstein (40° O fallend) überlagert. In Südrichtung läßt sich der massige Triaskalk über P. 382 nach Klein-Wodenitz verfolgen, wo er mit der Abatova gora zusammenhängt. So wie bei P. 324 wird der Kalk auf der ganzen Strecke von Hornsteinplattenkalken überlagert, die N—S bis NW—SO streichen und gegen O oder NO unter verschiedenen Winkeln einfallen; dabei sind diese Schichten scharf gefaltet. Als Übergang zu den liegenden massigen Kalken beobachtet man graue, dünngeschichtete Kalke mit Hornsteinknauern.

Steigt man von Landstraß über Saworst und Kotscheria zum P. 382 auf (Fig. 3 a), so verquert man zuerst die gefaltete Zone der Hornsteintrias und kommt dann in deren Liegendes, in die dort schmale Zone der massigen Kalke. Man vermutet nun, daß in einem südlicheren Profil dieselbe Hornsteinzone verquert, und täuscht sich dabei sehr stark.

Steigt man nämlich vom Schloß Landstraß gegen Gritsch auf (Fig. 3 b), so verquert man zuerst eine schmale Zone von Kalksandstein des Miocäns, der 20° WSW fällt; wahrscheinlich

ist das Tertiär von der Trias durch einen Bruch getrennt. Der Kalksandstein stößt an massigen Triaskalk, der nur eine geringe Breite hat und von einer Hornsteinkalkzone abgelöst wird; diese Zone von Hornsteinplattenkalken ist ganz schmal,

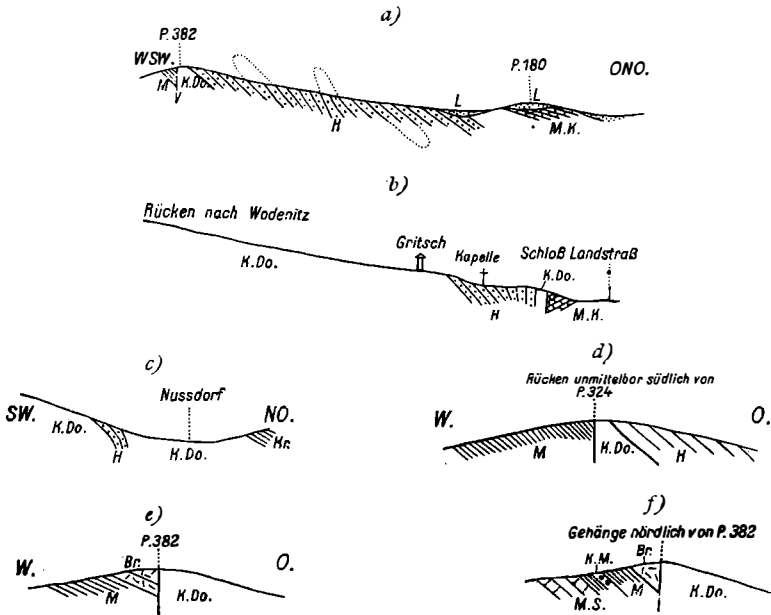


Fig. 3.

- | | | |
|---|----------|--|
| <i>K. Do.</i> Kalke und Dolomite | } Trias | |
| <i>H.</i> Hornsteinplattenkalk | | |
| <i>Br.</i> Breccie | } Kreide | |
| <i>M.</i> Mergel und sandige Kalke | | |
| <i>K. M.</i> Konglomerate und Mergel mit Kalkbänken | | |
| <i>M. S.</i> Mergel und mergelige Sandsteine | | |
| <i>Kr.</i> Kreide im allgemeinen | | |
| <i>M. K.</i> Kalksandstein des Miocäns (Miocän) | | |
| <i>L.</i> Diluviale Lehme. | | |

streicht NW—SO, steht am Kontakt mit den massigen Kalken senkrecht und legt sich dann in kurzer Entfernung davon zu steilem und dann immer mehr im Fallwinkel abnehmendem Fallen gegen NO um. So werden die Hornstein-

kalke wieder von hellem, massigem Triaskalk unterlagert. Diese Triaskalke (großartiges Dolinenterrain) bilden mit jenen von Wodenitz und der Abatova gora eine einzige große Masse.

Die erwähnte schmale Hornsteinkalkzone keilt im Streichen in beiden Richtungen aus. Südwestlich von Nußdorf zieht sie noch als ein schmaler, senkrecht stehender oder 60 bis 70° NO fallender Streifen durch, verschmälert sich aber rasch und keilt schließlich so aus, daß sie die Straße Osterz—Globusch-nitza nicht mehr erreicht.

Die Hornsteinkalke von Saworst und die massigen Kalke über Gritsch werden voneinander durch einen wohl aufgeschlossenen, NO streichenden Bruch getrennt. Die Störung setzt senkrecht durch in der Weise, daß nördlich von ihr die Hornsteintrias, südlich davon die massigen Kalke liegen. Dieser Bruch ist direkt aufgeschlossen auf dem Querweg, der von a im Worte Saworst nach a im Worte Kotscheria führt. Diese Stelle ist so auffallend, daß sie nicht übersehen werden kann; man sieht da nebeneinander die NW—SO streichenden, scharf aufgerichteten grünen und roten Mergelschiefer der Hornsteintrias und die großen, weißen Felsen des massigen Kalkes. An den höheren Querwegen beobachtet man, allerdings weniger gut aufgeschlossen, dasselbe Verhalten von Hornsteinkalk und massigem Triaskalk.

Wie im folgenden noch zu erörtern sein wird, ist der bisher beschriebene Teil des Gebirgsvorsprunges von der westlichen Hälfte durch eine fast N—S verlaufende Störung scharf getrennt. An der Zusammensetzung des westlichen Teiles ist auch Kreide beteiligt.

Steigt man von der Abatova gora, etwa von Mirčov grič, nach Groß-Ban ab (Fig. 4 a), so verquert man ein gut aufgeschlossenes Profil. In den höheren Teilen des Mirčov grič herrschen Dolomite vor, die unter 30° gegen ONO fallen. Darüber legen sich in zirka 500 bis 550 m Höhe graue, massige Kalke; diese sind vielfach oolithisch und auch Breccienkalke kommen vor. Die Kalke sind wenig mächtig; denn sie werden im Hangenden von einer Wechsellagerung von Dolomit und Kalk abgelöst. Auch hier sieht man also,

daß die beiden Gesteine nicht voneinander getrennt werden können.

Noch über Groß-Ban, in 450 *m* Höhe SSW von Arschische, liegen über diesen Schichten graue und rote Hornsteinplattenkalke, die unter 40° gegen N oder NNW fallen. Die Hornsteinkalke sind nicht mächtig. Denn auf der in etwa 430 *m* Höhe liegenden Verebnungsfläche von Groß-Ban liegt über

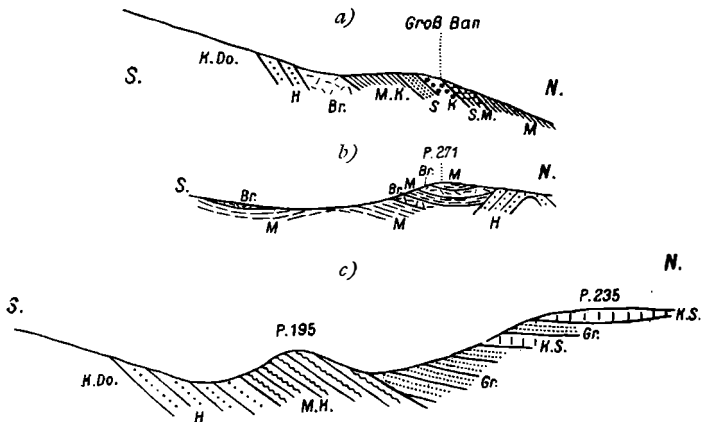


Fig. 4.

<i>K. Do.</i> Kalkte und Dolomite	} Trias)	} Kreide
<i>H.</i> Hornsteinplattenkalk			
<i>Br.</i> Breccien, zum Teil mit Radioliten) Kreide	}	
<i>M. K.</i> Mergelkalkte, sandige Kalke und grobe Breccien			
<i>S.</i> Sandstein	} Kreide	}	
<i>K.</i> Konglomerate			
<i>S. M.</i> Sandige Mergel	} Kreide	}	
<i>M.</i> Mergel			
<i>Gr.</i> Tegel	} Miozän	}	
<i>K. S.</i> Kalksandstein			

ihnen schön entwickelte Radiolitenbreccie. Diese ist das Liegende eines Komplexes von Mergelkalcken, sandigen Kalcken und groben Breccien, der NNO—SSW streicht und unter 30° gegen NNW fällt; als Lagen finden sich in diesem Komplex auch rote und rotviolette Mergel (sehr ähnlich den Triasmergeln) und rotviolette Mergelkonglomerate.

Im Hangenden liegen dann bläuliche Sandsteine, 30° NNO fallend. Über den Sandsteinen folgen grobe, aber feste Kalk-

konglomerate, auf welchen ein Teil von Groß-Ban steht. Der andere Teil der Ortschaft liegt auf sandigen Mergeln, die, wie der größte Teil dieser Kreide, bereits das NNO- oder NO-Fallen zeigt.

Die gesamten Gehänge, die sich von Groß-Ban abwärts senken, bestehen aus Kreide; es sind vorherrschend sandige Mergel, graue Mergel, Zementmergel, d. s. Gesteintypen, die an die Gosau, besonders an die zentralalpine Gosau, stark erinnern, dann rote und violette Mergel, welche zum Teil mit dünnen Kalkbänken wechsellagern, dann plattige, sandige Kalke.

Je weiter man das Profil gegen N verfolgt, um so flacher legt sich die Kreide, bis sie schließlich horizontal liegt. In diesen Lagen der Kreide treten auch Radiolitenbreccien auf, die hier gewiß nicht den liegendsten Teilen der Kreide angehören. Nördlich von der horizontal liegenden Partie der Kreide fallen Sandsteine und Breccien unter 30 bis 40° gegen NO. Unter dieser Kreide erscheinen mit scharfer Diskordanz¹ Hornsteinplattenkalke (P. 271), welche NW—SO mit einer kleinen Ablenkung gegen NNW streichen und unter 60° SW fallen (Fig. 4 b). Die Hornsteinkalke der Trias bilden eine kleine Falte, denn kurz nach der Stelle, wo man das SW-Fallen beobachtet, fallen sie 35° N; etwas weiter nördlich legen sie sich dann flach und unter ihnen erscheinen wieder massige Triaskalke in großer Verbreitung.

Die Hornsteinplattenkalke, welche oberhalb von Groß-Ban die Unterlage der Kreide bilden, ziehen im Gehänge südlich von Arschische in der Richtung auf Groß-Wodenitz durch. Bei den Häusern westlich von P. 382 fallen sie 30° NW. Die geschlossene Ortschaft Groß-Wodenitz selbst aber steht bereits wieder auf Kreide, der streichenden Fortsetzung jener von Groß-Ban.

Die Kreide besteht da aus grauen, gelben und roten Mergeln, Mergelkonglomeraten und mächtigen Kalkkonglomeraten. Im wesentlichen herrscht Fallen gegen N oder in den

¹ Es ist fraglich, ob diese Diskordanz nicht durch eine Störung bedingt ist.

Quadranten um N, besonders gegen NNO und NO. Es ergibt sich so auf der Strecke von Arschische nach Ladendorf ein ähnliches Profil wie jenes von Groß-Ban herab.

Früher wurde die Hornsteinplattenkalkzone im Liegenden der Kreide erwähnt; diese Zone erreicht den P. 382 nicht, sondern schneidet scharf vorher ab. Ein fast N—S verlaufender Bruch trennt sie von den massigen, hellen, N—S streichenden Triaskalken von Klein-Wodenitz. Dieser Bruch trennt auch die Kreide von dem früher erörterten Streifen des N—S streichenden massigen Triaskalkes.

Südwestlich von P. 324 streichen sandige Kalke und Mergel der Kreide in NW—SO und fallen unter 50° NO ein; das ist nahe am Bruch, denn diese Kreide stößt an massigen Triaskalk ab (Fig. 3 d).

Auf der Strecke von P. 324 zum P. 382 gehen zahlreiche kleine Wege quer durch das Gehänge, so daß man da den senkrecht durchstreichenden Bruch an verschiedenen Stellen verqueren kann. Mergel, mergelige feste Sandsteine, 40 bis 50° O fallend, dann darüber Mergel mit Kalkbänken, Kalkkonglomerate, Konglomerate mit einem Habitus, der der Gosau durchaus nicht fremd ist, im Hangenden sandige Kalke und mächtige Mergel, ferner darüber Radiolitenbreccien stoßen scharf an massigen Kalken und Dolomiten ab.

Auf P. 382 grenzt Radiolitenbreccie und massiger Triaskalk unmittelbar aneinander (Fig. 3 e und 3 f).

So zieht, von P. 324 an unter der tertiären Bedeckung sichtbar werdend, die Bruchgrenze von Trias und Kreide über den P. 382. Südlich vom P. 382 ist der Bruch, da er ganz in das Gebiet der massigen Kalke eintritt, nicht mehr festzustellen.

5. Das Miocän am Nordrande des Uskokengebirges.

Das Mesozoikum des Uskokengebirges hat einen einheitlichen Zug, der sich, durch die schollige Zertrümmerung kleinerer Teile nur leicht überdeckt, in dem in rein dinarischem Sinne streichenden Faltenbau ausdrückt. Ganz im Gegensatz dazu fehlt der Verbreitung des Tertiärs jede

Gesetzmäßigkeit; es ist nur dort vorhanden, wo es in Buchten des Grundgebirges vor der Abtragung verschont blieb. Da nun diese Buchten voneinander durch das Herantreten mesozoischer Gesteine an die Ebene getrennt sind, so begleitet den Südrand der Ebene kein zusammenhängender Streifen von Jungtertiär. Wir unterscheiden daher, von W nach O fortschreitend, die Buchten von St. Bartelmae, von Landstraß und von Heiligenkreuz—Piroschitz.

a) Die Bucht von St. Bartelmae. Die dortige Verbreitung der miocänen Schichten ist seit langer Zeit bekannt und wegen ihres Reichtums an gut erhaltenen Fossilien berühmt. Es möge nur erwähnt werden, daß von dort der erste *Pereiraia gervaisi* Österreichs stammt.

Bei unseren Erörterungen steht natürlich die Frage nach dem Verhältnis des Miocäns zum Grundgebirge im Vordergrund. Diese Beziehung ist vortrefflich aufgeschlossen auf dem Wege, der von Klein-Ban nach Altendorf geht; das ist der Fall in der Nähe des Kreuzes bei W im Worte Werbouz der Spezialkarte. Auf plattigen, sandigen Kalken der Kreide sieht man in 260 m Höhe mit scharfer Diskordanz eine Kalkbreccie aufliegen; diese besteht aus lauter eckigen Trümmern, meist von Kalk; ein Bindemittel fehlt fast vollständig, so daß die Trümmer eng aneinander liegen. Das ist eine Basalbreccie des Miocäns. Nicht 50 Schritte weiter beobachtet man schon 30° NW fallende Tegel des Miocäns. Dieses ist also aufgerichtet.

Eine zweite Stelle, wo man die Beziehung des Tertiärs zum Mesozoikum beobachten kann, liegt an der Straße von St. Bartelmae nach Petterje (Fig. 4 c). In der Nähe des Randes des Miocäns sind in einem großen Straßeneinschnitt bei P. 235 fossilführende Tegel der Grunder Schichten aufgeschlossen; sie führen:

Turritella carniolica Stache

» *Partschii* Rolle.

Bei ganz horizontaler Lagerung folgt über den Tegeln eine Bank von groben Kalksandsteinen. In der weiteren Verfolgung der Aufschlüsse sieht man bei leichter Neigung

(15° NNW) darüber Tegel mit mehreren Einlagerungen von Kalksandsteinbänken.

Dieses flach vom hoch aufragenden Abfall des Gebirges absinkende Miocän wird bei Pletterje zwischen P. 195 und P. 235 von Kreide unterlagert. Es sind Sandsteine und Mergel der Kreide, die 25 bis 30° NNO fallen. Die unmittelbaren Basisschichten des Miocäns sind nicht aufgeschlossen.

Die Kreide des P. 195 wird beim Kloster Pletterje von Hornsteintrias unterlagert und unter dieser wiederum liegen die hellen Triaskalke. Dasselbe Profil bis in die Kreide beobachtet man östlich von Pletterje; dort und nördlich vom Kloster führt die Kreide auch viele Breccien. Es ist dasselbe Profil wie bei Groß-Ban; es handelt sich ja auch um die direkte, streichende Fortsetzung.

Über die Verbreitung des Tertiärs in der Bucht von St. Bartelmae und über den fossilen Inhalt desselben können wir uns kurz fassen; denn es liegen darüber ausführliche Arbeiten vor. Bereits Kinkelin (Jahrbuch 1890, p. 402) beobachtete neben mergeligen Gesteinen, welche, wie bemerkt sein möge, vollständig den Grunder Schichten der Grazer Bucht gleichen, kalkige Konglomerate mit kantigen, nußgroßen Quarzbruchstücken. Bei Na Seli enthalten sie einige Fossilien; in der Nähe sind die Schichten stark aufgerichtet. Eine große Fauna beschreibt Kinkelin vom Fußpfad, der von Unterfeld nach Oberfeld führt; es ist eine echte Grunder Fauna, die aus 30° O fallenden gelbgrauen, sandig-tonigen Bänken stammt. Im Liegenden dieser Schichten lagern schwärzlich-grüne Letten mit *Pereiraia gervaisi*; auf den Schichtflächen dieser Letten finden sich häufig kohlige Blattreste und Fischschuppen, ferner Cardien usw. In Altendorf liegt ein Aufschluß von sandig-mergeligen Sedimenten, die eine reiche Fauna geliefert haben. Ebenfalls viele Fossilien stammen aus dem Gebiete zwischen Prevole und dem Bresowitzer Wald.

Eine ausführliche Darstellung der Fossilien gab Hilber, der ein von R. Hoernes aufgesammeltes Material bearbeitet hat. Hilber zählt eine große Anzahl von Fundorten auf: Altendorf, zwischen Altendorf und Loka, Ivandol, zwischen

Loka und Feistenberg, zwischen Marain und Selo, Oberfeld usw. Er gibt eine tabellarische Übersicht über die Fauna. Über das Alter sagt er: »Die Schichten gehören dem Miocän von Grund an. Den *Pereiraia*-Schichten von St. Bartelmae stehen in ihrer Fauna am nächsten die Tegel von St. Florian in Steiermark.«

Die Grunder Schichten von St. Bartelmae sind in einer Bucht abgelagert. In der Mitte derselben sind sie, soweit die sehr spärlichen Aufschlüsse im wirklich Anstehenden erkennen lassen, nicht gestört. Am Rand dagegen sind sie aufgerichtet.

b) Die Bucht von Landstraß. Die besten Aufschlüsse und auch die schönste Gliederung hat das Miocän östlich von Landstraß. Von der Straße Landstraß—Heiligenkreuz zweigt nördlich von M im Worte Maria Gutenrat (Spezialkarte!) ein Weg ab, der im Bogen über die flachen Hügel des Tertiärs nach Maria Gutenrat führt. Bei der Abzweigungsstelle liegt ein steinbruchartiger Aufschluß, die sogenannte Steingrube (Fig. 2 c). An der Steingrube sind in guten Aufschlüssen gelbliche Kalksandsteine und, im tieferen Teil in sie eingeschaltet, mergelige graue Sandsteine zu sehen. Die Schichten sind aufgerichtet (15 bis 25° NNW-Fällen). In diesen Gesteinen, besonders aber in den grauen Schichten, sind Fossilien nicht selten, aber sie sind fast immer nur als Steinkerne erhalten. Die von Stache (p. 382) angeführten Fossilien und unsere Beobachtungen ergaben eine gute Übereinstimmung; wir fanden dort einen großen *Pecten*, der mit dem *P. latissimus* zu vereinen ist, dann *Panopaea Menardi*, *Venus islandicoides*, *Cardium hians*, *Natica Josephinia*. Stache erwähnt von dort neben typischen Fossilien des Grunder Horizontes auch *Cardium plicatum*. Diesbezüglich sei auf p. 76 verwiesen.

Unter den Kalksandsteinen der Steingrube liegen, in dem Hügelzug in der Richtung gegen Maria Gutenrat zu, spärlich auf den Wiesen entblößt, lose verkittete Kalksandsteine, in welchen Turrifellen so häufig sind, daß man diese Schichten mit Recht als Turrifellenschichten bezeichnen muß. Von dort stammen:

- Turritella Partschii* Rolle
Buccinum Schönii R. Hoern.
Natica helicina Brocc.
 » *millepunctata* Lam.
Pyrula rusticula Bast.
Pleurotoma Borsoni Bast.
 » *cataphracta* Brocc.
 » *Olgae* R. Hoern.?
Ostrea sp.

Diese Schichten haben außer ihrer Schiefstellung gewiß keine stärkere tektonische Beeinflussung hinter sich.

Wenn man auf die Verteilung der lose auf den Äckern herumliegenden, hauptsächlich von den Maulwürfen heraufgeförderten Reste von Fossilien etwas geben kann, dann gewinnt man den Eindruck, daß noch über der Turritellenschichte eine Bivalvenschichte, hauptsächlich *Venus* und *Cytherea* enthaltend, liegt. Aus denselben Kriterien ist zu schließen, daß unter der Turritellenschichte wieder eine Bivalvenbank liegt.

Die liegendsten Schichten des Miocäns werden durch eine Austernbank repräsentiert. In der Nähe von Maria Gutenrat finden sich geradezu gigantische Exemplare von *Ostrea crassissima*. Die Austernbank ist derzeit auch unter Maria Gutenrat durch eine Grube in der Wiese gut aufgeschlossen; die dicht gedrängten Austern liegen in einem roten Bindemittel, das seine Herkunft aus der Trias offen zeigt; diese Schichten sind flach gegen NW geneigt.

In dem Profil, das vom Rücken, der vom Kamm bei u im Worte Gutenrat nach w im Worte Slinowitz der Spezialkarte zieht (Fig. 2 d), gegen die Straße Landstraß—Heiligenkreuz führt, komplizieren sich die Verhältnisse etwas. Man kann im Streichen sowohl die Kalksandsteine der Steingrube als auch die Turritellenschichte gut durchverfolgen; aber im Liegenden der letzteren trifft man nicht wieder mächtige lose Kalksandsteine und Austernschichten, sondern an Stelle der beiden erscheinen wieder gelbe Kalksandsteine.

Es sind also zwei Niveaus von Kalksandstein vorhanden, zwischen welchen Sande mit Turritellen und Bivalven liegen. Im Profil Steingrube—Maria Gutenrat fehlen die unteren Kalksandsteine und sind durch mächtige Sande mit Bivalven und durch die Austernbank ersetzt.

Das Miocän streicht zwischen Landstraß und Heiligenkreuz spitz gegen den Rand der Ebene aus. Bei P. 167 unter Sliwie trifft man noch die liegenden Kalksandsteine; östlich davon aber bildet die Hornsteintrias den Rand der Ebene bis Heiligenkreuz.

Auch in der Bucht von Landstraß bedeckt das Miocän keine zusammenhängende Fläche, denn zwischen Gutenrat und Dolschig tritt Kreide und Trias an die jüngsten Ausschüttungen der Ebene heran. Nur in der Umgebung von Nußdorf ist wieder Miocän vorhanden. Die über Schloß Landstraß nach Nußdorf führende Straße steigt über Kalksandstein an. Dieser unterscheidet sich faziell etwas von dem Gestein der Steingrube, denn er enthält sehr viele zerriebene Lithothamnien und ist also als Lithothamnienkalksandstein oder, da die Algen steilenweise ganz überwiegen, als Kalk aus Lithothamnienzerreibsel zu bezeichnen.

Das Miocän reicht bis knapp an Nußdorf heran; das Gestein wird in seinen liegenden Partien etwas konglomeratisch. Die unmittelbar auf dem Triaskalk von Nußdorf aufliegenden miocänen Sedimente sind als Konglomerat zu bezeichnen; es enthält große Trümmer von Triaskalken und hat ein kalkig-sandiges Bindemittel, in dem zerriebene Lithothamnien sehr häufig sind. An einzelnen Stellen treten in diesen konglomeratischen Schichten sandig-mergelige Einschaltungen auf.

Der Hügelzug, der im P. 180 beim Schloß Landstraß kulminiert, besteht aus Kalksandstein mit Lithothamnienzerreibsel. Das Gestein stellt faziell den Übergang von Kalksandstein in Lithothamnienkalk vor. Das Miocän ist stark durch Lehm verhüllt; daher sieht man z. B. im Hügel des P. 180 den Kalksandstein nur am Fuß, der Kamm selbst besteht aus diluvialen Lehm.

Auch westlich von Landstraß herrscht der diluviale Lehm vor. Nur bei Dobe liegt ein kleines Vorkommen von

Konglomerat, das durch Lithothamnien zusammengeschweißt ist, auf hellem, massigem Triaskalk.

c) Das Miocän des Gebietes von Heiligenkreuz, Piroshitz, Iswir. Dieses tertiäre Gebiet unterscheidet sich von den bisher besprochenen dadurch, daß es nicht auf den Rand des Gebirges beschränkt ist, sondern, tief in dieses eindringend, auch bedeutend höher ansteigt als bei Landstraß und Bartelmae. Auch in anderer Hinsicht ist noch ein Unterschied gegeben; während nämlich das bisher erörterte Miocän deutlich eine Ausfüllung randlicher Buchten des Uskokengebirges vorstellt, tritt in dem jetzt zu besprechenden Gebiet eine Angleichung an das mesozoische Grundgebirge dadurch ein, daß ein Teil des Miocäns im Streichen mit der Unterlage übereinstimmt und so einen einheitlichen Komplex mit der Basis bildet.

Das Miocän greift über das Grundgebirge über, wobei auf der Strecke Heiligenkreuz—Schuttna—Vini vrh eine scharfe Hebung der Auflagerungsfläche gegen das Innere des Gebirges eintritt. Dabei könnte die allgemein tektonische Stellung des Miocäns derart definiert werden, daß man sagt, das Miocän sei eine gegen NO abfallende, an ihrem SW-Rande selbst wieder schief gestellte Platte.

Die Auflagerung des Miocäns auf das Grundgebirge ist auf der Strecke Schuttna—Heiligenkreuz wohl entblößt. Unter Schuttna sind Hornsteinplattenkalke und rote Mergel der Trias, 25 bis 45° N, an anderen Stellen 15 bis 20° SSO fallend, die Basis des transgredierenden Miocäns; dieses greift über die gefaltete Trias über, ist selbst nicht mehr gefaltet, sondern nur schief gestellt. Unter dem miocänen Kalksandstein taucht die Trias wieder bei der Überfuhr südlich von Gasize heraus.

An der Straße von Schuttna nach Heiligenkreuz sind über der Hornsteintrias die miocänen Schichten aufgeschlossen. Etwa $\frac{1}{3}$ km unter Schuttna beobachtet man an der Straße große Aufschlüsse von hellen Kalksandsteinen, in denen einzelne Bänke ganz erfüllt mit kleinen *Pectines* sind.

Bei der Mühle bei S im Worte Sušica der Spezialkarte ist ein großer, steinbruchartiger Aufschluß vorhanden; dieser

zeigt im Liegenden, in 1 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen, Konglomerate, aus großen Kalkgeschieben bestehend und durch ein kalkiges Bindemittel verbunden; darüber liegen grobe, sandige Bänke, 2·5 bis 3 *m* mächtig, und darüber der normale, fast ungeschichtete Kalksandstein. Die grobe, sandige Bank ist unter 20° gegen NO geneigt.

Talabwärts kommt man dann zu Aufschlüssen in bläulichen, sandig-mergeligen Schichten (= Steingrube, p. 51) mit schlecht erhaltenen Fossilien (*Lucina* sp., *Cardium* sp., *Venus* sp., Gastropoden). Der darüber liegende Kalksandstein enthält *Venus* sp. und *Arca* (*tuironica*?).

Die Kalksandsteine begleiten die Straße bis Heiligenkreuz und stehen noch im Orte selbst im Bachbett an.

Der zwischen der Straße Schuttna—Heiligenkreuz und der Gurk liegende Rücken (P. 201, P. 241) ist ganz von Kalksandsteinen aufgebaut; allerdings ist auf der Höhe eine nicht unerhebliche Bedeckung von Lehm mit Limonitkugeln und Kleinschotterlagen vorhanden. Es finden sich in der Höhe von 200 *m* auch grobe Schotter, welche wohl als Belvedereschotter anzusehen sind. Die Beziehungen dieser Schotter zu den Lehmen mit den Kleinschotterlagen sind hier unklar. Ein Unterschied besteht in den Schottern; denn die groben Schotter haben ortsfremde Geschiebe, was bei den Kleinschotterlagen nicht der Fall ist. Da nun an anderen Stellen die Lehme dem heutigen Entwässerungssystem folgen, während das bei den Belvedereschottern nicht der Fall ist, so kann man schließen, daß die groben, ortsfremde Gerölle umfassenden Belvedereschotter unter die Lehme gehören.

Dieselben Verhältnisse wie zwischen Schuttna und Heiligenkreuz beobachtet man an der Straße von Schuttna nach Pirotschitz. Auch da liegen unter den Kalksandsteinen Hornsteinkalke; aber gerade die Grenzregion ist mit Belvedereschottern überdeckt (200 bis 206 *m* Höhe). In die Kalksandsteine ist in einiger Entfernung von der Grenze echter Lithothamnienkalk eingeschaltet. Wie Aufschlüsse zwischen P. 186 bei Puschendorf und P. 206 zeigen, fallen die miocänen Schichten unter 10 bis 15° NNO ein. An den Stellen dieser Aufschlüsse enthalten die Kalksandsteine wieder die gewöhn-

lichen blaugrauen, etwas sandig-tonigen Lagen (= Steingrube) in oftmaliger Wiederholung und mit zahlreichen, aber auch hier nur als Steinkerne erhaltenen Fossilien.

Gegen Puschendorf stoßt Hornsteinkalk vor, so daß hier die Grenze des Miocäns gegen NO ausbiegt. Bei der Kirche P. 186 ist der Kalksandstein von Belvedereschotter (meist Quarzgerölle; 180 bis 200 *m* Höhe) bedeckt. Zwischen der Kirche und dem Orte Puschendorf sind die Kalksandsteine mit den sandig-mergeligen Zwischenlagen unter 30 bis 35° NNO, und zwar in einem Komplex, der meist nicht über 15° NNO fällt, geneigt.

Bei den südlichsten Häusern von Puschendorf entspringt aus 50 bis 70° O bis 50° NNO fallenden Hornsteinkalken eine Quelle. Über den Hornsteinkalken liegt, zwar nicht direkt mit dem Kontakt aufgeschlossen, aber in kurzer Entfernung anstehend, flach gegen NNO fallender Kalksandstein. Das ist ein prächtiges Beispiel für die große Diskordanz, welche zwischen Trias und Miocän liegt.

Im Orte Puschendorf selbst befindet sich ein großer Aufschluß in hellgelben Kalksandsteinen, der mit den bekannten tonig-sandigen, grauen Schichten (= Steingrube) wechselt; das System fällt flach gegen N ein. Im Kalksandstein beobachtet man zahlreiche *Pectines*, ferner Ostreen und sehr selten *Clypeaster*. In dem großen Kalksandsteingebiet zwischen Puschendorf und Piroshitz beobachtet man an zahlreichen Punkten die erwähnten grauen Lagen. Ziemlich große Flächen (bis 190 *m* Höhe) sind mit Belvedereschottern überstreut.

Sehr bemerkenswert sind die Verhältnisse des Rückens, der von Werwie über Stojanskiverch und Vinivrh gegen den Kamm mit P. 318 aufsteigt. Die Aufschlüsse in den Mergeln der Hornsteintrias über Werwie wurden schon früher erwähnt (p 40); diese Mergel stehen noch knapp östlich unter Stojanskiverch an; der genannte Ort aber steht schon auf Belvedereschotter. Der Kalksandstein bleibt westlich unter dem Ort in tieferer Lage zurück. Von Stojanskiverch gegen S baut sich der Rücken aus Belvedereschotter auf, der bis 280 *m* Höhe hinaufreicht. Nirgends ist ein Aufschluß, der

zeigen würde, ob der Schotter gestört ist; aber aus der Tatsache, daß der in Erörterung stehende Rücken kein Talboden ist, und aus der Tatsache, daß der Belvedereschotter hier viel höher liegt als bei Schuttna und an anderen Stellen, glauben wir schließen zu können, daß der Schotter nicht mehr in seiner normalen Lage ist, daß er verstellt, gehoben oder daß der andere gesenkt ist.

Dasselbe bezieht sich auf den Kalksandstein, der auf Vinivrh die Höhe von 280 *m* erreicht. Dieser Kalksandstein liegt samt den in ihn eingeschalteten Lithothamnienkalken auf den Mergelschiefern der Stojdragazone des P. 318.

In einem Profil von dem genannten Rücken herab nach Poschtenavas beobachtet man, abgesehen von der fast 300 *m*. erreichenden und gerade die Grenzregion stark betreffenden Überstreuung mit Belvedereschottern, von 280 bis 270 *m* an abwärts die flach gegen NNO sich neigenden Kalksandsteine mit den grauen Zwischenlagen. Das Miocän setzt gegen die Trias mit einer so deutlichen Stufe ab, daß der Gedanke naheliegt, es sei zwischen den beiden eine Störung vorhanden.

Die Fortsetzung des hochgelegenen Miocäns trägt jener Rücken, der am östlichen Ufer der Piraška voda von Werwie nach Selce zieht. Da erscheinen, auf Hornsteintrias liegend, Kalksandsteine, die zum Teil stark konglomeratisch und mit Belvedereschottern (bis 280 *m* Höhe) überstreut sind. Die Kalksandsteine erreichen eine Höhe von 320 *m*; in dieser Höhe liegen unter ihnen grobe Basalbreccien.

Eine weitere Ausbreitung hat das Miocän auf jener mäßig gegen NNO geneigten Fläche, welche auf der Spezialkarte das Wort Iswir trägt. Dort liegen Kalksandsteine auf Triasdolomit; ihre obere Höhengrenze beträgt 320 *m*, ihre untere etwa 300 *m*. Sie sind flach gegen NO geneigt. Ihr Gegenstück liegt jenseits des Slednikgrabens bei Globotschitza.

Das gesamte Miocän neigt sich in der Richtung gegen den Slednikgraben. Da aber dessen rechtes Ufer mit Ausnahme eines 185 *m* hohen Belvedereschotterhügels bei Unterpíroschitz ganz aus Trias aufgebaut ist, so muß man schließen, daß zwischen dieser Trias und dem Miocän eine Störung liegt.

Durch einen Zufall, hervorgerufen durch nicht schlechte Aufschlußverhältnisse, ist es möglich, diese Störung auch nachzuweisen. Im Orte Ober-Piroschitz tritt die Trias auch auf das linke Ufer des Baches. Man beobachtet da gegenüber den roten Mergelschiefern und Hornsteinplattenkalken des rechten Ufers (p. 36) einen ganz schmalen Streifen von massigem Triaskalk, dann einen Streifen von Hornsteinkalk. An diesem stößt der Kalksandstein des Miocäns mit einer senkrechten Fläche ab. Das Miocän ist von der Trias durch einen Bruch getrennt. Das ist die einzige Stelle, wo diese etwa NW—SO streichende Störung nachzuweisen ist.

d) Das Miocän östlich des Slednikgrabens. In dem von uns noch studierten Gebiete östlich des Slednik-

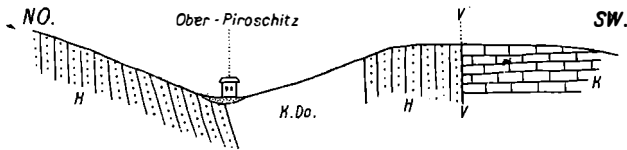


Fig. 5.

K. Do. Kalk und Dolomit	} Trias
H. Hornsteinplattenkalk	
K. Miocäner Kalksandstein	
V. Bruch	

grabens ist besonders zu betonen das Vorkommen von konglomeratischem Lithothamnienkalk über Globotschitza. Er enthält viele Foraminiferenkalke;¹ wir fanden ein prächtig erhaltenes Exemplar von *Amphistegina Hawerina* d'Orb. Das Miocän liegt auf 30° OSO fallendem Triasdolomit. Auf der Trias des von uns begangenen Dreieckes Globotschitza—Malenze—Piroschitz liegen, abgesehen von einer weit verbreiteten schwachen Überstreuung mit Belvedereschottern, einzelne größere, zusammenhängende Reste von Schottern, so z. B. auf dem Wege von Globotschitza zum P. 229 im Slednikgraben (270 m Höhe), bei St. Peter (280 m Höhe), um

¹ Tornquist (p. 65) fand dort Heterosteginen und sagt: »Man kann den Kalksandstein als Heterosteginenkalk bezeichnen.«

den P. 231 (in zirka 210 *m* Höhe), zwischen P. 231 und P. 269 (in zirka 220 *m* Höhe).

Schließlich sei noch kurz der Rand des großen Tertiärgebietes von Malenze—Tschatesch berührt. Diese miocänen Gesteine unterscheiden sich in der Fazies nicht unbedeutend von dem bisher besprochenen Tertiär; denn es handelt sich da um echten, konglomeratisch oder als Lithothamnienkalk entwickelten Leithakalk, um Gesteine, wie sie auf weite Strecken im Miocän Untersteiermarks so ungemein verbreitet sind. Aber nicht nur darin liegt die Verschiedenheit, sondern auch in der tektonischen Stellung: denn diese Leithakalke sind lebhaft aufgerichtet und gefaltet. Zu bemerken ist allerdings auch, daß der Leithakalkkomplex, von dem wir nur einen Teil des Randes begangen haben, nicht ganz der Kalksandsteine entbehrt. In Malenze steht knapp über der Trias 45° NW fallender Kalksandstein mit Nulliporen an. Auch bei der Kirche von Malenze steht ein ziemlich grobkörniger Kalksandstein an.

Das Miocän liegt bei Merzlalavas der Trias auf. Wenn man vom Bach (bei den Mühlen) in den Ort Merzlalavas aufsteigt, so sieht man über Dolomit (p. 37) sandigen Kalk (Kalksandstein) noch im Dorfe ganz flach liegend. Im nördlichen Teile des Dorfes richtet er sich bei O—W-Streichen zu 30° N-Fallen auf. Legt man von dort ein Profil in der Richtung auf den P. 171, d. h. folgt man dem in dieser Richtung über einen flachen Sattel führenden Weg, so sieht man bald viele bedeutendere Störungen. Wo die Straße aus dem Orte heraustritt, liegt ein großer Aufschluß in gelb verwittertem Kalksandstein und mürben Sandsteinen; daneben sind auch blaugraue, tonig-sandige Gesteine, (= Steingrube) aufgeschlossen. Alle diese Schichten liegen fast horizontal, kaum merklich gegen N geneigt. Die bisher beobachtete Serie könnte mit der tertiären Folge der Landstraßer Bucht sehr wohl verglichen werden.

Darüber folgt konglomeratischer Leithakalk, der sehr stark gestört ist. Man beobachtet bei senkrechter Schichtstellung oder bei sehr steilem Westfallen ein Streichen in N—S, darüber NW—SO-Streichen und sehr steiles SW-Fallen;

dann dreht sich das Streichen und es herrscht Südfallen. Hat man den Sattel überschritten und wandert man im Hohlweg gegen den P. 171, so beobachtet man 25° N-Fallen, dann horizontale Lagerung und dann neuerdings N-Fallen. Das Fallen gegen N beherrscht die ganze Strecke von der Kirche bei Malenze über den P. 171 hinaus. Überall sind es Lithothamnienkalke, Lithothamnienkonglomerate und Lithothamnienkalksandsteine, also eine Entwicklung, die in der eigentlichen Landstraßer Bucht nur sporadisch vorkommt. In dieses System ist ein Pectenkalk eingeschaltet. Es tritt in diesem Profil ganz deutlich hervor, daß bei Merzlalavas die Grenze von Trias und Miocän einer Auflagerung entspricht und daß im Miocän der horizontal liegende Abschnitt in Merzlalavas von dem gefalteten, nördlich davon folgenden Teil durch eine Störung, einen Bruch getrennt ist.¹

In Malenze fällt das Miocän an der Triasgrenze 45° NW und bei der Kirche von Malenze fallen dieselben Lithothamnienkalksandsteine 25° NW. Hier also ist der Bruch bereits an die Grenze von Trias und Miocän herangetreten. Der Bruch streicht in dinarischer Richtung durch.

III. Der Nordrand der Landstraßer Ebene.

Unsere Untersuchungen im Gebirge nördlich der Ebene von Landstraß hatten einen ganz anderen Charakter als im Uskokegebirge; denn wir strebten da nicht jenes dichte Begehungsnetz an, wir wollten von vornherein es nicht zu einer Kartenskizze bringen. Der Zweck unserer Studien war da hauptsächlich auf die Erkenntnis, ob dieser Gebirgsteil

¹ Erst nach vollständiger Fertigstellung des Manuskriptes im Winter 1917/18 (die Absendung des Manuskriptes zur Drucklegung hat sich durch die infolge der Kriegereignisse fast unterbundene Verbindung der beiden Autoren um fast ein Jahr hinausgezogen) wurden die Ergebnisse mit jenen Tornquist's verglichen und es stellte sich heraus, daß hinsichtlich der geologischen Studien ganz unabhängig voneinander ein absolut übereinstimmendes Ergebnis erzielt wurde. Nur im Namen war ein Unterschied, denn in unseren Aufzeichnungen wurde der Bruch, den Tornquist als Störung von Malenze bezeichnete, als Merzlalavas-Bruch genannt, da wir bei diesem Orte zuerst den Bruch erkannten.

noch dem dinarischen Streichen folgt, und auf vergleichende stratigraphische Beobachtungen im Mesozoikum gerichtet. Daher ist ein großer Teil unserer Ergebnisse, erst im stratigraphischen Teile dargestellt.

An dem Aufbau des Gebirges nördlich der Ebene nehmen zwei tektonisch sehr verschiedene Elemente teil, wenn wir von der starken Überdeckung der tieferen Gehänge-teile durch diluviale Lehme ganz absehen, nämlich das mesozoische Gebirge und das Miocän.

1. Das mesozoische Gebirge.

Das mesozoische Gebirge gehört der triassischen Zone der Berge von Bründl—Großdorn—Gurkfeld (p. 9) an; es setzt sich jenseits der Save im Zuge der Orlica fort.

a) Das Störungsgebiet der Umgebung von Gurkfeld (Fig. 6 *c* bis *e*). In der Umgebung von Gurkfeld sind in weiter Verbreitung Gurkfelder Schichten entwickelt. Bei der Rosaliakirche in Gurkfeld selbst liegen sie fast horizontal. Nördlich davon werden sie von Triasdolomit, der zwischen Gurkfeld und Reichenberg in weiter Entwicklung ansteht, abgelöst. Das Verhältnis der Gurkfelder Schichten zu den Dolomiten ist bei Gurkfeld derart, daß die Annahme eines Bruches zwischen den beiden viel Wahrscheinlichkeit hat. Auch die Verhältnisse bei Videm legen diese Deutung nahe; man sieht dort über der Futtermauer der Eisenbahn einen großen Aufschluß in horizontal liegenden Gurkfelder Schichten, die scheinbar an einer senkrechten Linie an Dolomit abstoßen. Der Dolomit ist bei niedrigem Wasserstand auch im Bett der Save zu sehen; er schaut da als eine Reihe von kleinen Klippen heraus.

Südlich der Savebrücke sieht man bei niedrigem Wasserstand am Uferand viele Aufschlüsse in den Plattenkalken der Gurkfelder Schichten. Auch an der Straße sind dort dieselben Schichten, flach gegen S fallend, aufgeschlossen.

Westlich von Gurkfeld herrscht ein ganz anderes Streichen. Man beobachtet nordwestlich von Turn am Hart rote Mergelschiefer mit Hornsteinschnüren im Gurkfelder Plattenkalk

mit N—S-Streichen und 45 bis 50° Fallen gegen W. Ein guter Aufschluß in diesen Gesteinen liegt zirka 500 Schritte vor Terzlove. Darüber folgen Plattenkalke, die NW—SO streichen und 20° SW fallen; das ist nur das Hauptfallen, denn daneben sieht man eine Reihe von kleinen Wellen im Hornsteinkalk; dort liegen auch Mergel­einlagerungen mit recht verschiedenem Streichen, welche zu einer Wechsellagerung von Hornsteinkalk und Mergelschiefern überleiten.

Über dem Komplex der Gurkfelder Plattenkalke und ihren Mergelschieferlagen folgen dann die Großdorner Schichten. Die Aufschlüsse zeigen, daß die Schichten derselben gefaltet sind; man beobachtet zuerst 15° SW-, dann 60° NO-Fallen. Im Gebiete des P. 465 liegt Sandstein und Mergelschiefer der Großdorner Schichten mit O—W-Streichen und 30 bis 40° S-Fallen, ja sogar auch N—S-Streichen. Das Schwanken des Streichens ist ungemein bedeutend. Der Eindruck herrscht vor, daß es sich hier geradezu um einen Kampf zwischen dem alpinen O—W- und dem dinarischen NW—SO-Streichen handelt.

Das Profil Heiligengeist—Großdorn—Ober-Piauschko ist von NW—SO-Streichen beherrscht (siehe den stratigraphischen Teil (p. 95).

Die Gurkfelder Plattenkalke setzen über die Save und haben bei Videm eine große Verbreitung. Wie auf der Krainer Seite der Save sind es auch in Steiermark Plattenkalke mit Hornstein und Mergellagen. Sie streichen NW—SO oder O—W und fallen SW oder S. Auch hier schwankt also das Streichen, wie es der Übergangsregion der alpinen zur dinarischen Faltungsrichtung entspricht. Das zeigt besonders das im stratigraphischen Teile beschriebene Profil von Videm zum Schremitschberg (p. 89).

Bemerkenswert ist das Profil des untersten Jahorgrabens nördlich von Videm. Der gegen WSW gerichtete Teil des Grabens ist in massive Triaskalke eingeschnitten, die unter der Hornsteintrias, die auf den Kalken und Dolomiten des Schremitschberges liegt, heraustauschen. Das Fallen der Kalke ist ganz flach gegen O oder OSO, aber auch, der Verwirrung des Streichens entsprechend, gegen SW (40°) gerichtet.

Darüber liegen Plattenkalke. Die nun gegen Süden folgende Hauptmasse der Plattenkalke fällt gegen Norden ein, so daß es wahrscheinlich ist, daß zwischen den Plattenkalken und den massigen Kalken und Dolomiten ein untergeordneter Bruch durchgeht. Das ist jene Störung, welche bereits von Gurkfeld erwähnt wurde.

Viel schärfere Störungen weist das Gebiet nordwestlich von Gurkfeld auf, das von dem Savebogen bei Reichenberg begrenzt wird. Von Ober-Piauschko an bis Gurkfeld ist die Save in Dolomit eingeschnitten, der bei Reichenberg am eindrucksvollsten in der Landschaft hervortritt.

Das im stratigraphischen Teile (p. 95) beschriebene Profil von Ober-Piauschko nach Kerschdorf zeigt die normale Überlagerung des Dolomites durch die Gurkfelder Plattenkalke.

Mit dem Tale von Mitter-Piauschko beginnt das eigenartige Störungsgebiet. Das oben erwähnte Profil Kerschdorf—Ober-Piauschko wird jedenfalls durch eine Störung von den stark gestörten Profilen östlich davon getrennt.

Bei Mitter-Piauschko (rechtes Ufer des dort mündenden Tälchens) stehen Gurkfelder Kalke in geringer Mächtigkeit an. Darüber liegt eine mächtige Serie von Sandsteinen und Mergeln, d. s. Großdorner Schichten. Darüber folgen (im rechten Talgehänge von 250 *m* Höhe an, am Weg zum Sternmoreber) wieder Gurkfelder Kalke. Es liegt also eine Einfaltung oder Einschuppung der Großdorner Schichten bei isoklinal gegen Süden gerichtetem Einfallen vor.

Diese Großdorner Schichten ziehen gegen Osten zu weiter. Knapp bevor die Save an das Gehänge herantritt, kommt ein Bach herab. In diesem stehen nahe seiner Mündung mit W—O-Streichen und 40 bis 50° S-Fallen die Sandsteine und Mergel der Großdorner Schichten an. Die Gurkfelder Kalke unter ihnen sind nicht mehr da, sie sind tektonisch ausgekilt worden. So liegen die Großdorner Schichten direkt auf den mächtigen Dolomiten von Reichenburg. Diese Dolomite sind hell, ungeschichtet und sehr wenig zertrümmert.

Die Großdorner Schichten liegen mit anomalem Kontakt auf dem Dolomit. Dieser Zug der Großdorner Schichten läßt

sich durchverfolgen, wobei man die Beobachtung macht, daß er im Osten in N—S-Streichen umbiegt und von einem Paket von Schuppen begleitet wird.

Die Gurkfelder Schichten von Rosalia in Gurkfeld wurden schon erwähnt; sie liegen fast horizontal. Im Profil Gurkfeld—Rosalia—St. Josef richten sich die Kalke auf; so beobachtet man in 250 *m* Höhe bei NW—SO-Streichen 45° SW-Fallen. Bei der Kirche St. Josef werden die Gurkfelder Schichten von gelblichen Mergelkalken und bläulichen Sandsteinen der Großdorner Schichten überlagert, es ist zu bemerken, daß der Komplex etwas mehr kalkig ist als bei Großdorn; er fällt 40° SW.

Darüber liegt heller, nicht brecciöser Dolomit; er bildet das Gebiet des P. 375.

Geht man von St. Josef auf dem Rücken gegen St. Lorenzberg, so kommt man aus dem Dolomit wieder in die Großdorner Schichten, die einen N—S streichenden und 30° W fallenden Streifen bilden. Der Streifen der Großdorner Schichten ist nur sehr schmal; denn er wird wieder von Dolomit überlagert; auch dieser Dolomit befindet sich in anomalem Kontakt über den Großdorner Schichten. Auf der Westseite des Hügels von Tschretesch liegen dann wieder über dem Dolomit die Großdorner Schichten, steil unter Gurkfelder Schichten fallend. Das ist der Zug der Großdorner Schichten von Mitter-Piauscho. An der Grenze von Dolomit und Großdorner Schichten liegt ein grauer Kalk mit runden Hornsteinknollen. Über den wenig mächtigen Großdorner Schichten liegen 60° W fallende Gurkfelder Kalke. Diese Plattenkalke bilden den Rücken zwischen Tschretesch und Lorenzberg.

So wie bisher ist auch weiterhin die Lagerung isoklinal. Denn ein Stück vor St. Lorenzberg liegen mit 40° W-Fallen wieder die blauen Sandsteine und Mergel der Großdorner Schichten; dann kommt man in bläulichen Sandstein, der flacher liegt und daher scheinbar eine größere Mächtigkeit hat. Überall aber herrscht bei N—S-Streichen Fallen gegen W. Über diesen Großdorner Schichten liegen in St. Lorenzberg selbst wieder die Gurkfelder Plattenkalke mit Hornsteinen, 40° gegen W fallend.

Überblickt man das Profil, so sieht man bei isoklinaler Lagerung eine Reihe von Schuppen, die durch die Großdorner Züge am besten markiert werden. Wir unterscheiden folgende Züge der Großdorner Schichten:

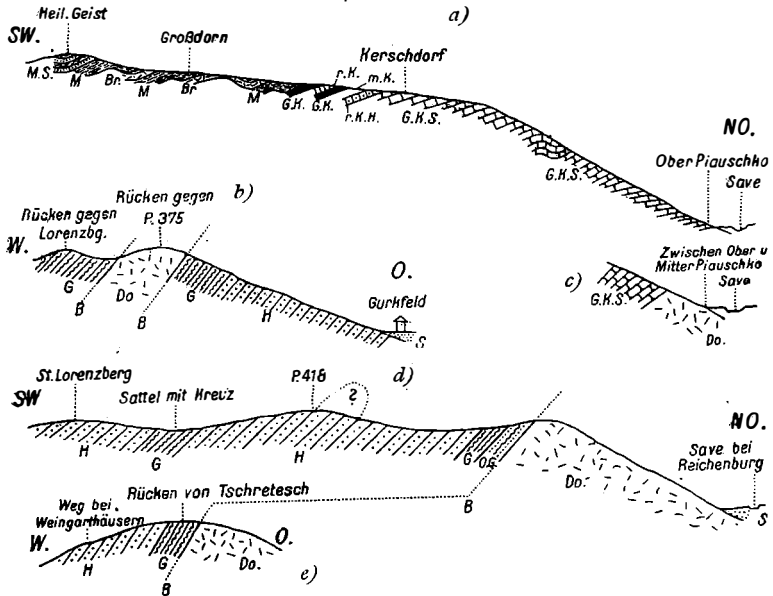


Fig. 6.

- Do. Dolomit
 - G. K. S. oder H. Gurkfelder Schichten
 - G. Großdorner Schichten
 - O. G. Oberteil der Großdorner Schichten
 - r. K. H. rote Plattenkalke mit einzelnen Hornsteinschnüren
 - m. K. graue mergelige Kalke
 - r. K. rote Kalke
 - G.K. graue Kalke
 - Br. Breccie
 - M. Mergel, Mergelschiefer und Mergelkalke
 - M. S. Mergel und Sandstein
 - S. Alluvium
 - B. Bewegungfläche
- } Schichten des Überganges von den Gurkfelder zu den Großdorner Schichten
 } Großdorner Schichten

1. Der Zug bei St. Josef ober Gurkfeld.
2. Der Zug westlich von St. Josef.
3. Der Zug von Tschretesch (= Mitter-Piauscho).
4. Der Zug östlich von St. Lorenzberg.

Wir haben noch das gut aufgeschlossene Profil von St. Lorenzberg über P. 418 zur Save (Überfuhr bei Reichenburg) zu erörtern. St. Lorenzberg steht auf Gurkfelder Schichten. Vor dem Sattel mit dem Kreuz (vor P. 418) fallen die Großdorner Schichten (Mergel und Sandsteine) unter die Gurkfelder Kalke ein; die Großdorner Schichten streichen NW—SO und fallen 45° SW.

Diese Großdorner Schichten werden im P. 418 wieder von Gurkfelder Kalken unterlagert (40 bis 50° SW-Fallen). Unter diesen Gurkfelder Kalken fällt östlich vom P. 418 neuerlich ein Streifen von Großdorner Schichten mit 50° W-Fallen ein; es sind zuerst Mergel aufgeschlossen, unter denen dann die blaugrauen Sandsteine (mit kalkigem Bindemittel) als überstürztes Hangendes liegen; auch im Sandsteinkomplex gibt es noch Mergellagen. Das ist der Zug von Tschretesch. Die Großdorner Schichten liegen mit anomalem Kontakt direkt dem Dolomit auf, der bis zur Save hinab ansteht.

Während der Gurkfelder Kalk des Profiles Großdorn—Mitter-Piauscho regelmäßig gegen SO streicht, stellt die Dolomitmasse von Reichenburg dem SO-Schwanken des Streichens ein beträchtliches Hindernis entgegen. Daher stauen sich die aus W—O in NW—SO überschwenkenden Gesteinszüge an der Dolomitmasse und so entstehen die Schuppenzüge nordwestlich von Gurkfeld.

b) Das Gebiet westlich von Haselbach—Großdorn. Dieses Gebiet hat insofern einen einfachen Bau, als da an den mit Miocän verhüllten Rand der Landstraßer Ebene breite, dinarisch streichende mesozoische Gesteinszonen herantreten. Da ist zuerst die breite Zone der Gurkfelder Kalke westlich von Gurkfeld zu nennen, welche bis in die Nähe von Arch reicht. Von da an tritt eine ungemein breite Zone von hellen massigen Kalken und Dolomiten an den Rand heraus, welche, wie später ausgeführt wird (p. 111) ihr Äquivalent südlich der Ebene im Uskokegebirge hat. In der Nordwestecke der Bucht von Landstraß (Gebiet von

St. Kanzian) tritt wieder ein Hornsteinkalkzug an den Rand heran.

Alle diese Züge schneiden gegen Süden an einer fast geraden Linie ab, deren scharfes Hervortreten nur durch die transgredierenden Lappen des Miocäns und durch die leider starke Bedeckung mit diluvialem Lehm verschleiert wird.

c) Der Anschluß der dinarischen Züge an die Antiklinale von Littai. Die Gesteinszüge, welche von Reichenburg aufwärts unmittelbar am Südufer der Save liegen, streichen fast rein O—W. Das zeigen die später zu erörternden Profile bei Píauschko und Schloß Neustein (p. 95). Ebenso herrscht zwischen der Save und dem Tertiärfjord von Lichtenwald in dem schmalen Triaszug bei dem letztgenannten Ort O—W-Streichen. Auch nördlich von Lichtenwald streicht die Trias am Rande der Littai Antiklinale in O—W (Werfener Schichten und Muschelkalk).

Sehr bemerkenswerte Verhältnisse herrschen dagegen jenseits der Save, in dem Gebiete zwischen Savenstein und Johannistal. Da betritt man das Gebiet des Überganges vom alpinen W—O-Streichen an der Littai Antiklinale zum dinarischen Streichen.

Im Gebiete von Savenstein ist bereits das NW—SO-Streichen herrschend. Der Muschelkalk-Dolomit bei Savenstein fällt ganz flach gegen SO ein, soweit er nicht horizontal liegt. Auch im Gebiete des Grahovcabaches herrscht NW—SO-Streichen vor; so mißt man bei P. 310 30° NO-Fallen.

Das Profil vom P. 310 im Grahovcabach nach Schloß Erkenstein ist nicht nur in stratigraphischer Beziehung (p. 98) von Interesse. Über Plattenkalken mit Hornstein¹ (= tho der Karte Teller's = hier Gurkfelder Kalke) liegen ober der Häusergruppe Zimmert (nordwestlich vom P. 310) Teller's Schichten tu, d. s. dunkle Schiefertone, Mergel und Tuffsand-

¹ Diese Schichten werden von Leithakalk übergriffen. Es sind gelblichweiße Kalksandsteine und sandige Kalksteine mit Lithothamnen, Bryozoen und Steinkernen von Bivalven (*Venus*, *Cytherea*) in scheinbar ungestörter Lagerung. Sie stellen die Verbindung des Miocäns von Johannistal mit jenem von Lichtenwald vor. Sie fehlen auf der Karte Teller's und liegen zwischen P. 310 und der Häusergruppe Zimmert.

steine. Diese Gesteine bilden eine Mulde, deren Südschenkel flach liegt, während der Nordschenkel zuerst mäßig, dann aber steil gegen Süden fällt. Die höchsten Schichten dieser Gruppe sind griffelig zerfallende Mergel (= Raibler Mergel) und liegen in der Mitte der Mulde sehr flach oder fallen sanft gegen Norden ein.

Gegen den Kamm des P. 511 zu erscheinen unter ihnen die Hornstein führenden Plattenkalke im Nordflügel der Mulde. Unter diesen steil stehenden Plattenkalken liegt dann der Dolomit des Muschelkalkes; im Vidoc hrib sind es bläuliche zerhackte Dolomite, die ebenso wie die Hornsteinkalke O—W streichen und hier sehr steil gegen Süden fallen. Das Liegende des Dolomites ist das schmale Band von Werfener Schichten, das ihn von dem Carbon der Antiklinale von Littai trennt. Diese Werfener Schichten, welche zwischen dem Vidoc hrib und dem P. 484 sehr wohl aufgeschlossen sind, streichen O—W und fallen 80° S. Es sind rote Sandsteine und rote sandige Schiefer; als sehr bezeichnendes Glied finden sich auch rote oolithische Kalke.

Unter den Werfener Schichten liegen die carbonischen Tonschiefer der Antiklinale von Littai. Solche Tonschiefer und Carbonsandsteine setzen den Rücken von P. 484 nach Schloß Erkenstein zusammen.

Im Profil Schloß Erkenstein—Nežence—P. 219 im Neuringtal liegen über harten Carbonsandsteinen Werfener Schichten. Darüber folgen bei Nežence weiße Dolomite des Muschelkalkes. Das Ganze steht sehr steil, ebenso auch die darüber liegenden dunkelblauen bis schwarzen Kalke des Muschelkalkes. Mit einer Störung liegen zwischen Nežence und P. 415 darüber wieder Werfener Schichten mit 40 bis 60° Südfallen.

Hervorzuheben ist der Umstand, daß der tiefere Zug der Werfener Schichten über verschiedenen Gliedern des Carbons (Tonschiefer beziehungsweise Sandsteine) liegt. Auffallend ist auch die geringe Mächtigkeit der Werfener Schichten. Das legt den Gedanken nahe, daß zwischen dem Carbon und den Werfener Schichten und ferner in den Werfener Schichten selbst als in dem am leichtesten

beweglichen Horizont ein Netz von Bewegungsflächen durchgeht. Das wird bekräftigt durch die Verdoppelung der Werfener Schichten, die auf Schuppung zurückgeht.

Auf dem oberen Werfener Zug liegen bläuliche Dolomite; diese und viele schwarze, zum Teil Hornstein führende, dichte Kalke vom Charakter des Guttensteiner Kalkes bilden den P. 425 und den Cernelje, wo sie etwa 30° SSW fallen. Bei der Mühle südlich von m im Worte Malikom fallen Dachschiefer und schwarze Kalke flach gegen NNW. Von da im Graben auswärts beobachtet man im Bereiche des Muschelkalkes schwarze Plattenkalke, 60° NW fallend, im Wechsel mit Dachschieferlagen. Das Fallen ermäßigt sich dann auf 30° NW.

Weiter auswärts sieht man dunkle Plattenkalke des Muschelkalkes mit 60° SSW-Fallen (knapp vor der Vereinigung des Grabens mit dem Kamenskabach); es liegt also eine Antiklinale vor, deren einer Schenkel fast schon dinarisch streicht. Das Fallen ermäßigt sich weiter, es beträgt bei der erwähnten Einmündung nur 30° SSW. Nach oben hin schalten sich in den Komplex immer mehr dolomitische Bänke von 10 bis 30 *cm* Mächtigkeit ein; es herrscht also gebankter Dolomit, der nach oben zu schlecht gebankt, massig und zerhackt wird und Knollen von schwarzen Hornsteinen führt. Darüber folgt dann ein System von Kalken und Dolomiten mit Hornstein; die Hornsteine sind oft mehr als kopfgroß, schwarz, regellos eingestreut. Konstant ist das Fallen gegen SSW (30°) gerichtet. Darüber folgen dann, wie im Uskokegebirge, helle Kalke mit schwarzen Hornsteinen. Darüber liegen dann endlich die Mergel des Komplexes tu, d. s. graue Mergel mit 40 bis 50° SO-Fallen, dann auch Sandsteine (siehe den stratigraphischen Teil, p. 98). Das Fallen ist wechselnd; man beobachtet auch 70° O-Fallen. Im allgemeinen machen die Schichten des Komplexes tu eine Mulde. Denn bei P. 219 erscheint als Liegendes des Südflügels dieser Mulde flach gegen N fallender Dolomit mit großen Hornsteinknollen.

Im Neuringtal liegen von P. 219 abwärts Schichten der Komplexe tu und tho in großer Verbreitung. Sie zeigen

NNW- oder NW-, ferner stellenweise auch N—S-Streichen. Der Neuringbach durchschneidet da ein Faltensystem, das bereits der Hauptsache nach dinarisch streicht. Zwischen dem Carbon der Littauer Antiklinale und dieser Gegend hat sich bereits die Schwenkung zum dinarischen Streichen vollzogen. Aber die Unsicherheit des Streichens, das vielfach wechselt, zeigt, daß man noch im Interferenzgebiet der beiden Streichrichtungen steht.

Ganz analog den früheren Schnitten ist auch das Profil im Meridian von Johannistal. Die Basis bildet das Carbon der Littauer Antiklinale, d. s. schwarze, glimmerige Schiefer und dickbankige Sandsteine, 35° OSO fallend. Auf der Carbonantiklinale liegt unter normalen Verhältnissen die Folge: Quarzkonglomerate und rote glimmerige Sandsteine des Perm, Werfener Schichten, Muschelkalk. Nördlich von Johannistal fehlen nicht nur die permischen Schichten, sondern stellenweise auch die Werfener Schichten. Das ist nur durch eine dem Rande des Carbons folgende Störung mit einer Anpressung der Werfener Schichten oder der Trias an das Carbon zu erklären, wobei die im Werfener Niveau verlaufenden Bewegungsflächen dieses zum Teil, das Perm aber vollständig unterdrückt haben.

Nördlich von Johannistal fallen die Carbongesteine unter 35° gegen OSO. Darauf liegen mit einer Bewegungsfläche die Werfener Schichten, d. s. rote glimmerige Sandsteine und Oolithe, 65° OSO fallend. Sie bilden das Liegende des Muschelkalkes; dieser besteht aus dunkelgrauen Kalken, welche Bänke von $1\frac{1}{2}$ bis 3 dm Dicke bilden. Am Südausgang des Tertiärbeckens ist der Muschelkalk in spitzwinkelige, schief stehende Falten gepreßt. Darüber weiter im Süden brecciöser und kompakter Dolomit. Noch in der Talenge vor der Eisenbahnstation Johannistal folgt bankiger und plattiger Kalk mit Hornstein; Plattenkalk mit Hornstein und Zwischenlagerungen von Mergelschiefeln stehen am Ausgang der erwähnten Enge an.

Die sandigen Tegel des Miocäns von Johannistal (Dvor) sind ganz schwach gegen Süden geneigt; sie haben keine wesentliche Störung mehr mitgemacht und verhalten sich

zum triadischen Gebirge so wie das Miocän am Nordrande des Uskokegebirges.

2. Das Tertiär des Nordrandes.

Die Sedimente des miocänen Meeres sind fast in derselben Weise entwickelt wie am Südrand der Landstraßer Ebene. Auch hier bilden sie nicht einen zusammenhängenden Strifen, sondern haben mehrere getrennte Verbreitungsgebiete. Abweichend vom Südrand wird ihre Trennung durch eine gewaltige Ausbreitung von diluvialen Lehmen hervorgerufen.

Das Miocän des Nordrandes ist die streichende Fortsetzung desjenigen, das den Südrand des Orlicagebirges begleitet. Dieses endet mit den stark aufgerichteten Leithakalken von Loibenberg bei Videm. Nach einer langen Unterbrechung, welche durch die große Ausdehnung des Diluviums bei Haselbach hervorgebracht wird, folgt die Miocänmasse von Arch und dann, neuerlich durch diluviale Lehme unterbrochen, erscheint in der Nordwestecke der Bucht eine große Verbreitung von Miocän.

a) Das Tertiär bei Arch. Das Miocän von Arch (Fig. 7 a) liegt auf mächtig entwickelten Triasdolomiten, die steil über Arch aufragend, den P. 363 und P. 342 bilden. Mit steilem Abfall senkt sich das dolomitische Gelände gegen das Tertiär. Diese Steilheit kann nicht bestanden haben zur Sedimentationszeit des Miocäns, da sonst der Charakter des Miocäns ein anderer sein müßte.

Unter dem dolomitischen Steilabfall befindet sich eine flachere Stufe, die bei 280 m Höhe mit dem Anstehen des Miocäns beginnt. Es sind da gelbe Kalksandsteine mit Lagen von Lithothamnienkalk und Kalkkonglomeraten mit kalkigem Bindemittel vorhanden; dieses Leithakalkkonglomerat ist sehr ähnlich den Gesteinen von Loibenberg, Tschatesch, Malenze.

Die Kalke etc. fallen gegen S ein; so mißt man an der Straßenkreuzung nach Bründl oder nach Wutschka 30° S-Fallen in Lithothamnienkalken. Auch die darunter und darüber liegenden Kalksandsteine fallen in derselben Weise

ein. An der Straße nach Wutschka liegen unter den Kalksandsteinen bei Podverh helle, massige Triaskalke, welche dem im Uskokengebirge so verbreiteten Gesteine gleichen. In diesen Triaskomplex gehören auch Breccienkalke und

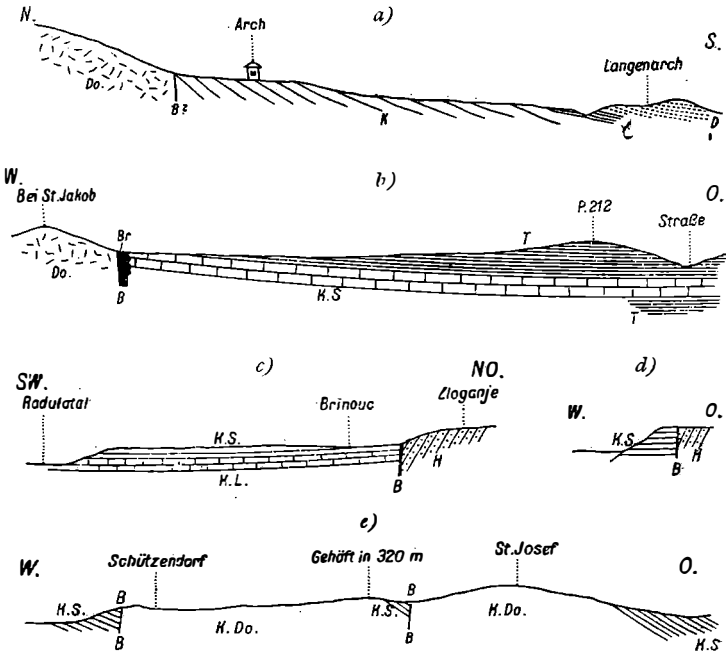


Fig. 7.

- | | |
|--|----------|
| Do. Dolomit | } Trias |
| K. Do. Kalk und Dolomit | |
| H. Hornsteinplattenkalk | |
| K. Kalksandstein und Lithothamnienkalk | } Miocän |
| K. S. Kalksandstein | |
| K. L. Lithothamnienkalk | |
| T. Tegel mit Turritellen | |
| C. Kongerienschichten | |
| D. Diluvium (Lehm und Schotter) | |
| B. Bruch | |

Dolomite. An einer Stelle der alten Straße stehen zwischen Podverh und Sabukuje Konglomerate, die basalen Bildungen des Miocäns, an; sie enthalten Triaskalke und Werfener Schichten als Gerölle.

Südlich von Arch liegen auf dem Kalksandstein des Miocäns Kongerienschichten. Links an der Straße Arch—Langenarch liegt eine Kapelle; rechts gegenüber mündet ein Seitenweg, der fast senkrecht auf die Straße führt, aus dem Gehänge heraufsteigend. Dort stehen blaugraue, gelb verwitternde Tegel mit sehr kleinen *Planorbis* und *Helix* und zahlreichen Fragmenten von Schalen an. Der Tegel ist fast ungeschichtet; nur eine einzige Stelle ermöglicht die Bestimmung des Streichens auf N 20 W und des Fallens auf 10° SSW. Der Aufschluß liegt unmittelbar an der Straße, am Hohlweg, und ist etwa 15 *m* lang.

Stache (Jahrbuch, IX, p. 381) kannte bereits diese Stelle; er führt von dort an *Mytilus* sp. (d. i. wohl kein *Mytilus*, vielleicht eine *Congeria*?) und *Cardium carnumtinum* Partsch. »Die Bildung liegt fast genau an der Grenze der Leithabildungen und der dieselben überlagernden roten Diluvialsande und Lehme.«

Die pontischen Tegel liegen auf dem Leithakalk; es läßt sich aber leider nicht beurteilen, ob der Leithakalk stärker aufgerichtet als die Kongerienschichten ist oder nicht. Das erstere ist wahrscheinlicher. Denn die Tegel erreichen keine so bedeutende Höhe wie der Kalk (Aufschlußhöhe des Tegels 225 *m*).

Über den Kongerienschichten liegen im Orte Langenarch sehr wohl aufgeschlossen feinsandige, glimmerige diluviale Lehme. Ein sehr großer Aufschluß liegt mitten im Ort. Die Lehme sind ganz leicht gegen Süden geneigt. Ihre Oberfläche liegt in höchstens 250 *m* Höhe. Der P. 245 in Langenarch ist von ihnen aufgebaut.

Ein zweites Vorkommen von Kongerienschichten liegt zwischen Podverh und Sabukoje an der alten Straße. Es sind da an der letzten Straßenschleife in 250 *m* Höhe auf einem kleinen Fleck direkt auf Triasdolomit liegende Kongerienschichten aufgeschlossen. Sie haben eine andere Höhe als an der Straße vor Langenarch; daraus ist wohl auf eine Verstellung dieser Schichten zu schließen.

Auf dem Leithakalk liegt knapp vor Arch an der Straße von Langenarch her eine tonige Bildung, welche in Massen

Cyclostoma elegans Müller enthält. Das ist eine rezente Bildung.

b) Das Miocän bei St. Kanzian, St. Margarethen und Weißkirchen. Miocäne Sedimente haben in der Nordwestecke der Bucht von Landstraß eine sehr große Verbreitung und erreichen durch ihre lebhaft aufgerichtete sehr bedeutende Höhe. Die folgende Erörterung bespricht bereits einen Teil des Westrandes der Bucht von Landstraß.

Das interessanteste Profil des Nordrandes der Ebene von Landstraß liegt bei Zloganje (Fig. 7 c). Das Terrain südlich von Brinouc wird von Lithothamnienkalk gebildet. Er enthält sehr viele Fossilien, meist in der bekannten Erhaltung der Leithakalkversteinerungen; besonders auffallend sind viele und gut erhaltene Balanen, dann prächtige Stöcke von *Lithothamnium*. Die Lagerung ist horizontal; es ist wenigstens fast keine Neigung der Schichten zu erkennen. Ein großer Aufschluß in den Leithakalken befindet sich dort im Gehänge, wo der Fahrweg von St. Kanzian den Jasnigbach übersetzt.

Geht man von dort am genannten Bach aufwärts knapp dem Gehänge entlang, so kommt man nach einer ganz kurzen Strecke zu einem kleinen konkaven Bogen des Gehänges, welchen der Weg als Sehne abschneidet. Dort liegt die Grenze von Tertiär und triassischem Hornsteinkalk. Rote und grüne Hornsteinkalke mit dunklen Hornsteinen streichen NW—SO und fallen unter 40° SW ein; dieses Fallen ist an dem Wege zu messen, der vom Bache nach Brinouc—Zloganje führt. Unmittelbar daneben, so daß die Fläche des Durchstreichens der Störung sehr wohl festzustellen ist, liegt der Leithakalk in ganz horizontaler Schichtstellung (220 m hoch). Die Lagerung ist so deutlich, daß man den Bruch am Gehänge sofort sieht. Der Bruch ist im Gelände sehr gut weiter zu verfolgen; er streicht in der Richtung gegen NW weiter.

Die Gehänge unmittelbar östlich von St. Kanzian werden von gelben Kalksandsteinen in dicken Bänken und in horizontaler Lagerung gebildet; in diesen Schichten befinden sich zahlreiche Aufschlüsse unmittelbar neben den Häusern. Über

diesem niedrigen Gehänge liegt eine Terrasse. Der Rand derselben besteht aus dem miocänen Kalksandstein, der an senkrechter Linie an Hornsteinkalk der Trias abstößt. Hier streicht der Bruch zwischen NW—SO und NNW—SSO (Fig. 7 d).

Am Rande des Ortes ist der Kalksandstein in einem Steinbruch gut aufgeschlossen; er führt viele Versteinerungen in minderer Erhaltung, wie *Panopaea Menardi* Lam., dann Steinkerne von *Comus*, *Turritella Ostrea*. Einzelne Lagen sind mit Lithothamnien erfüllt. Im Kalksandstein des Steinbruches liegen drei Schichten von dem bekannten blaugrauen, tonig-sandigen Gestein (= Steingrube. p. 51), eine an der Basis, eine in der Mitte, eine im Hangenden.

Von St. Kanzian führt Stache (Jahrbuch, IX, p. 381) eine eigenartige Bildung an, deren Äquivalent zuerst aus dem Tertiärbecken von St. Johann im Tal (Johannistal) bei Nassenfuß erwähnt werden muß. Aus »tegelartigen Bildungen« des letztgenannten Beckens nennt Stache:

Chenopus pes pelicani Phil.

Pleurotoma sp.

Fusus sp. (*Basteroti* Partsch).

Venus Brocchii Desh. (kann *V. umbonaria*, *V. Dujardini* oder *V. islandicoides* sein).

Arca diluvii Lam.

Corbula rugosa Lam. (kann *Corbula gibba* oder *C. carinata* sein).

Cardium plicatum Eichw.

Cardium sp.

Am häufigsten sind *Corbula rugosa* Lam. und *Cardium plicatum* Eichw. Das letztere scheint nach Stache einer höheren Schichte anzugehören. Damit ist die Möglichkeit der Vertretung von sarmatischen Schichten über den Grunder Schichten gegeben.

Stache sagt: »Dieser hier undeutlicher ausgesprochenen besonderen Schichte entspricht in St. Kanzian eine deutlich gegen die überliegenden mergeligen und kompakteren Schichten

der Kalksandsteingruppe abgegrenzte, mehr bläuliche Schichte von an der Luft ziemlich stark erhärtenden Kalktonmergeln, welche sich durch die Petrefakte, welche sie führt, als eine Strandbildung in der Nähe einer Flußmündung deuten läßt.« An Fossilien nennt Stache Balanen, welche Stücken von Coniferenholz aufsitzen, Blattfragmente, Muscheln, welche wahrscheinlich *Unio* angehören, Fischschuppen (*Clupea*), *Cardium plicatum*, *Mytilus* sp. usw. Stache meint, daß Strandbildungen vorliegen. »Sie liegen sicher unter Leithabildungen« (p. 381). Weiter unten (p. 384) hebt Stache nochmals hervor, daß die Schichten mit dem *Cardium plicatum* unter den Kalksandsteinen liegen.

Cardium plicatum liegt hier in Schichten, welche sicher unter Bildungen des mediterranen Miocäns lagern.

Wir können hier auf das verweisen, was bei der Erörterung des Miocäns von Landstraß gesagt wurde (p. 51). Dort wurde *Cardium plicatum* in einer Faunengesellschaft namhaft gemacht, die zweifellos mediterran ist. Wir verweisen überdies diesbezüglich auf A. Bittner's Auseinandersetzungen,¹ nach welchen *Cardium plicatum* an mehreren Stellen im rein marinen Miocän nachgewiesen wurde, so im Tegel von Baden, in Südfrankreich und in marinen Ablagerungen Galiziens (an der letztgenannten Stelle durch eine nahe verwandte Form, *Cardium praeplicatum*, vertreten).

Der Kalksandstein hat zwischen St. Kanzian und St. Margarethen eine sehr bedeutende Verbreitung. So steht er an der Straßenecke zwischen St. Kanzian und P. 171 im Verein mit Lithothamnienkalk an; beide enthalten viele Pelecypodenschalen und liegen ganz horizontal. Auch das Gebiet von Osredek, St. Martin und Winze besteht aus dem Kalksandstein; in diesen schalten sich an vielen Stellen die bekannten blauen Zwischenlagen (= Steingrube) ein. Das Ganze liegt horizontal oder fast horizontal.

In der Umgebung von Winze nimmt die sandig-tegelige Ausbildung zu, sie verdrängt die Kalksandsteine. Es liegen da die bläulichen Tegel mit Fossilien über dem Kalksandstein

¹ Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1883, p. 144.

an. Zwischen Winze und P. 236 stehen hauptsächlich diese Tegel an.

In einem Profil, das vom P. 236 herab zur Radula in O—W geht, liegen unter den horizontalen Tegeln die gelblichen Kalksandsteine. Wandert man von da der Radula entlang gegen die Straße von Klingenfels nach St. Margarethen, so sieht man im Ackerboden sandig-mergelige Schichten mit großen Turritellen.

Diese Turritellen erwähnt bereits Stache (Jahrbuch, IX, p. 378); sie gehören nach ihm zwei Arten an, der *Turritella turris* Bast. und einer neuen Art, der *Turritella carniolica* Stache. Manche Stellen sind mit diesen Formen geradezu gespickt, wie Stache sagt; sie liegen in einem sandigen, leicht zerfallenden Mergel. Die anderen Fossilien sind immer zertrümmert. Stache erwähnt *Dentalium entale* Linné (Form aus dem Badener Tegel), *Dentalium incurvum* Linné (häufig im Badener Tegel) und *Corbula (rugosa Lam.) gibba* Olivi. Wir fanden dort außer der *Turritella carniolica* Hilb. reichlich *Turritella Partschii* Rolle.

In einem Profil aus dem Radulatal (Gegend des P. 175) nach St. Margarethen hat man zu unterst die Schichte mit den großen Turritellen. Darüber liegen dann hier gering mächtige Sandsteine und darüber Tegel (d. i. der Tegel, der in der Umgebung von St. Margarethen eine sehr große Verbreitung hat) mit sehr zahlreichen Fossilien, besonders Turritellen und Cerithien. An der Straße finden sich bis zum P. 212 sehr viele Aufschlüsse in diesen Tegeln, die ganz horizontal liegen. Aus diesen Schichten besitzt das geologische Institut der Grazer Universität eine von R. Hoernes gesammelte kleine Fossilsuite:

Ostrea sp.
Arca diluvii Lam.
Lucina globulosa Desh.
 » *dentala* Bast.
Cryptodon sinuosus Don.
Cardium hians Brocc.

Cytherea Pedemontana Ag.
Tellina sp.
Turritella carniolica Stache
 » *Partschii* Rolle
Pyrula rusticula Bast.
Dentalium Bouéi Desh.

Von den Böschungen des Weges kurz vor St. Margarethen nennt Stache (p. 378) aus einem sandigen, leicht zerfallenden gelbgrauen Mergel Turritellen.

Von Thomasdorf, östlich von St. Margarethen, von diesem durch den Rücken von Vini vrh getrennt, erwähnt Stache einen Tegel mit zahlreichen Fossilien. Stache vergleicht diese Schichten mit den Grunder Schichten von Altendorf bei St. Bartelmae. Diese Tegel von Thomasdorf gehören wohl in das Liegende der Kalksandsteine des Vini vrh.

Westlich von St. Margarethen zieht der Westrand des Miocäns in gerader Richtung gegen Süden. Im Profil von dem früher erwähnten P. 212 gegen Westen (St. Jakob), gegen das Triasgebirge (Fig. 7 c), verquert man zuerst den horizontal liegenden Tegel von St. Margarethen, dessen Zugehörigkeit zu den Grunder Schichten außer Zweifel steht. Am Rande des Tertiärs kommt der Kalksandstein heraus. An der Grenze von Trias und Tertiär liegt eine Breccie. Diese Breccie besteht aus eckigen Trümmern in einer kalkigen Grundmasse. Die Grundmasse sieht ganz anders aus als das Tertiär. Es könnte eine Grundbreccie des Miocäns vorliegen; aber es ist wahrscheinlicher, daß sie ein Mylonit ist; denn daß das Miocän mit einem N—S-Bruch an die Trias stößt, geht nicht nur aus diesem Profil, sondern auch aus dem geradlinigen Verlaufe der Grenze hervor.

Die Bucht von St. Margarethen wird im Süden durch Trias abgeschlossen. Zwischen St. Margarethen und Schützendorf liegt Kalksandstein und triassischer Kalk und Dolomit nebeneinander. Die Lagerungsbeziehungen von Trias und Miocän sind unsicher, wahrscheinlich werden beide durch einen Bruch getrennt, wenigstens der Hauptsache nach; doch liegt noch in Schützendorf Tertiär auf Trias, denn man sieht da über Triasdolomit noch Trümmer von Kalksandstein, welche jedenfalls dem Anstehenden entstammen. Der Rücken, der von Schützendorf gegen Westen zieht, besteht aus Trias.

Der größte Teil des Profiles (Fig. 7 e) von Schützendorf nach St. Josef (P. 392)—Vini vrh wird von Kalken und Dolomiten der Trias zusammengesetzt; dazu treten noch in Schützendorf Plattenkalke mit 20° WNW-Fallen. Bei einem

Gehöft in 320 *m* Höhe liegt über der Trias ein kleiner Rest von transgredierendem Kalksandstein, der dünngeschichtet ist und 30 bis 40° gegen Osten einfällt. Darüber liegt dann ein kleiner Komplex eines losen Gesteins, das bei kalkigem Bindemittel feine Sande und runde Meeresgerölle enthält; das ist ein marines, sandiges Konglomerat. Die Gerölle sind Triaskalke und Hornsteine. Es ist eine Bildung, die wohl nahe an die Basis des transgredierenden Lappens zu versetzen ist. Dann folgt, jedenfalls durch einen Bruch getrennt, wieder Triasdolomit oder Triaskalk, der bis 392 *m* Höhe anhält.

Kaum 200 Schritte von St. Josef gegen Osten liegt über der Trias der Kalksandstein des mediterranen Miocäns, aufgeschlossen an einem zum P. 389 (Vini vrh) führenden Weg, mit 30° ONO-Fallen. Diese Kalksandsteine setzen das ganze Gebiet des Vini vrh zusammen.

In einem Profil von St. Josef nach Weißkirchen reicht die Trias bis etwa 300 *m* herab und wird dann von Kalksandstein und konglomeratischen Kalken bedeckt, welche 60° gegen OSO fallen; in den Konglomeraten bilden Triaskalke die Gerölle.

Aus der Grenze von Tertiär und Trias geht hervor, daß zwischen den beiden eine Störung sein muß; und zwar muß diese Bruchstörung in W—O- oder NW—SO-Richtung gehen, denn das Tertiär tritt im Südgehänge des Vini vrh dort auf, wo man dem früher besprochenen Profil nach Trias erwarten müßte. Das ist ein Verhältnis, das nur durch eine Tieferhaltung des Tertiärs an einem Bruch erklärbar wird.

Über dem Kalksandstein liegt knapp über Weißkirchen Tegel. Es scheint der Kalksandstein, auf dem der größte Teil von Weißkirchen steht, noch über diesem Tegel, in welchem wir keine Fossilien fanden, zu liegen.

Weißkirchen steht auf Kalksandstein mit konglomeratischen Kalken. Stache erwähnt von Weißkirchen einige Fossilien in einer »brackischen Bildung«; er sagt (p. 383): »In einem hellgräulichgelben, kalkigen Tegel sind (ganz in der Nähe des Pfarrhofes) in großer Menge und daher zum

Nachteil der Erhaltung verschiedene Zweischalerformen zusammengebacken, von denen folgende erkennbar waren:«

Cardium plicatum Eichw.

» *vindobonense* Partsch.

[*Mytilus incrassatus* d'Orb.] = *Modiola wolhymica* Eichw.

Maetra [inflata Brom] *podolica* Eichw.

Das ist eine sicher sarmatische Fauna. Derzeit sind diese Schichten fast nicht zu sehen. Man kann sie nur in dem neben dem Pfarrhof gelegenen Friedhof beobachten, wo bei den frischen Gräbern blaugraue Tegel mit Trümmern von Fossilien herausgeworfen werden. Da sonst im ganzen Ort reichlich Kalksandstein ansteht, kann es sich nur um eine ganz kleine Kuppe im Hangenden desselben handeln. Allerdings ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß es sich um eine brackische, einst noch von mediterranem Kalksandstein überdeckte Einlagerung handelt; denn alle die oben genannten Arten sind auch im mediterranen Miocän nachgewiesen.¹ Dann wäre es noch fraglich, ob der oben erwähnte Tegel über Weißkirchen nicht ein analoges Vorkommen darstellt.

In Weißkirchen liegt der Kalksandstein horizontal; außerhalb des Ortes fällt er 35° SSW, welches Fallen sich an der Straße nach Kronau auf 10° SSW ermäßigt. Aus diesen mediterranen Sedimenten der Pfarre Weißkirchen führt Stache (p. 383) eine große Zahl von Fossilien der II. Mediterranstufe, aber auch wieder *Cardium plicatum* an. Die von Stache (p. 393) angeführten Süßwasserconchylien führenden Konglomerate von Weißkirchen sind derzeit nicht aufgeschlossen. Wir können uns daher über die Beziehungen derselben zu den marinen Miocänbildungen nicht äußern.

IV. Der Westrand der Landstraße Ebene.

Wie der Nordrand der Ebene von Landstraß, so ist auch deren Westrand aus zwei Elementen, aus Miocän und Trias,

¹ Bittner, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1883, p. 144, 145.

gebildet. Auch hier herrscht starke Überdeckung mit diluvialem Lehm. Ein Teil des Westrandes, jenes Stück, das der Nordwestecke angehört, wurde bereits erörtert. Die folgenden Zeilen schließen direkt an.

1. Das Miocän des Westrandes.

Bei Kronau liegen als Fortsetzung der Gesteine von Weißkirchen auf beiden Ufern der Gurk Kalksandsteine; auf dem linken Ufer führen sie zahlreiche, schlecht erhaltene Fossilien, wie *Venus* sp., *Panopaea Menardi*, Pectiniden, *Clypeaster* sp. Der horizontal liegende Kalksandstein tritt wohl mit einem Bruch an das westlich anschließende Mesozoikum heran. Das Miocän bildet zwischen Kronau und Pochouza eine 200 m hoch liegende Verebnungsfläche, welche vielfach von diluvialem Lehm mit Limonitkugeln überdeckt ist.

Dieselben Verhältnisse halten an über Nassenfeld bis gegen Feistenberg. Nur steigt in der Nähe von Feistenberg die Verebnungsfläche auf 220 m an; sie ist schief gestellt. Ihre Fortsetzung liegt im Miocän zwischen Altendorf und St. Bartelmae.

Bei Feistenberg stoßen, ohne daß eine scharfe Grenze zu sehen wäre, Kalksandsteine und triassische massige Kalke und Dolomite aneinander. Diese Grenze kann nur ein Bruch sein; denn sie ist geradlinig und an dieser Linie ist das Mesozoikum und das Tertiär auf eine Höhe gebracht. Hier findet kein Übergreifen des Tertiärs auf das Mesozoikum statt.

Noch ein anderer Grund ist als Hinweis, daß ein Bruch das Mesozoikum vom Tertiär scheidet, vorhanden. Während unmittelbar nördlich von Feistenberg die Trias an den Rand herantritt, streicht beim Schloß Feistenberg die Kreide durch und tritt spitz an den Rand heran; die Mergel derselben streichen NW—SO und fallen unter 25 bis 50° gegen SW oder NO; sie sind scharf gefaltet. An diese Mergel der Kreide treten die horizontal liegenden Tegel der Grunder Schichten von Altendorf—St. Bartelmae heran. Zwischen ihnen und der Kreide liegt ein breites Tal, so daß keine direkte Lagerungsbeziehung zu erkennen ist.

2. Das Mesozoikum des Westrandes.

Über den Westrand der Bucht von Landstraß müssen wir uns kurz fassen, da unsere Begehungen einen äußerst kursorischen Charakter hatten. Wenn nicht alles trügt, so ist die vielfach mit diluvialen Schottern und Lehmen überdeckte Grenze zwischen dem Miocän und dem Mesozoikum eine fast gerade, annähernd im dinarischen Sinne streichende Bruchlinie. Als solche ist sie auch in der Karte auf der Tafel eingetragen. Detailangaben wollen wir nicht geben, da diese kein vollständiges Bild der tatsächlichen Verhältnisse geben könnten.

V. Allgemeine stratigraphische Ergebnisse.

Das von uns studierte Gebiet ist keine Einheit; denn einerseits entbehrt es, da der von Prof. Tornquist bearbeitete östliche Teil des Uskokengebirges wegfällt, der natürlichen Grenzen, andererseits konnten die interessanten stratigraphischen Verhältnisse der Trias im Gebiete der Littaijer Antiklinale bei Mariatal und der Züge der Orlica und des Wachberges nicht oder nicht genügend in Erörterung gezogen werden.

In unserem Gebiet überwiegt, wenn wir von der Ebene, von deren miocänem Saum und von der Kreide des Uskokengebirges absehen, die Trias.

Die Trias baut nicht nur das Gurkfelder Bergland, sondern auch den größten Teil des Uskokengebirges auf.

Im Uskokengebirge nehmen Kalke und Dolomite der Trias den größten Raum ein. Werfener Schichten und Guttensteiner Kalke sind in unserem Abschnitt des Uskokengebirges nicht vorhanden, sondern die Trias gliedert sich in den Komplex der Kalke und Dolomite und in die darüber liegende »Hornsteintrias«. Im kroatischen Anteil des Gebirges hat Gorjanović-Kramberger Buchensteiner und Wengener Schichten in geringer Verbreitung, den Kalken und Dolomiten eingelagert, nachgewiesen.

Nördlich der Landstraßer Ebene ist der Schichtbestand reichlicher; denn da beginnt die Reihe der Sedimente mit dem Carbon und endet mit den Großdorner Schichten. Dieser nördliche Teil des Gebietes zeichnet sich durch große fazielle Schwankungen aus und ist leider fossilleer.

1. Das Carbon.

Das Carbon, d. s. die Gailtaler Schichten älterer Autoren (Lipold, Jahrbuch, IX, p. 266), besteht aus Tonschiefern, Sandsteinen und Quarzkonglomeraten und baut die Antiklinale von Littai auf. In unserem Gebiete fanden sich keine Fossilien; aus der Nähe von Laibach erwähnt Lipold einige Pflanzenreste. Eine Beschreibung der Gesteine gibt auch Zollikofer (p. 323), der ausführt, daß der Schiefer das tiefere, der Sandstein das höhere Glied darstellt.

2. Die Trias.¹

Die Werfener Schichten schließen sich an die Verbreitung des Carbons an. Wir haben an keiner Stelle in diesem Schichtglied eine Gliederung vornehmen können, besonders deswegen, weil gerade dieser Komplex von Bewegungsflächen durchzogen ist (p. 68). Die Hauptvertreter sind die normalen roten und grünen Schiefer und Sandsteine, wozu stellenweise die so charakteristischen oolithischen Kalke treten. Aus den Werfener Schichten führt Lipold (p. 267) eine größere Anzahl von Fossilien an.

Über den Werfener Schichten liegen die Guttensteiner Schichten Lipold's; diese bestehen aus Kalken und Dolomiten und sind mit ihrem Liegenden durch Wechselagerung eng verbunden; wie Lipold (p. 267) sagt, ist diese

¹ In unserem Gebiete hat die Trias eine andere Gliederung wie im östlichen Uskokeengebirge (Tornquist, p. 56 ff.), weil bei uns die Hornstein-, Kalk- und Schieferfazies viel mächtiger ist und daher auch weite Räume einnimmt. Die von Tornquist aufgestellte Stratigraphie steht im Einklang mit unserer Feststellung, daß vom Nordrand des Uskokeengebirges in das Innere die nicht kalkige Fazies abnimmt.

Verbindung so eng, daß sich eine Grenze schwer ziehen läßt.

Lipold (p. 267, 268) nennt das, was über den Guttensteiner Schichten liegt, Hallstätter und Cassianer Schichten. Beide stehen nach ihm in Zusammenhang mit den Werfener und Guttensteiner Schichten, in deren Hangenden sie überall auftreten. Er nennt die Kalke und Dolomite der »oberen alpinen Trias« Hallstätter Schichten, die Schiefer und Sandsteine derselben Stufe Cassianer Schichten. Die Cassianer Schichten scheiden, da sie in unserem Gebiet nicht vorhanden sind, aus unserer Erörterung aus; es sind doleritische Sandsteine, Tuffe, Tuffkonglomerate und verschieden gefärbte Kalke mit Hornsteinknollen; sie führen *Halobia Lommeli* und sind wohl gleichzusetzen den Wengener Schichten, die Teller am Blatt Cilli—Ratschach ausscheidet. In den Kalken darüber wurde *Koninckina Leonardi* gefunden. Die Hallstätter Schichten Lipold's haben eine große Verbreitung bei Maria-tal, sind also gleich den lichten Kalken und Dolomiten der mittleren Trias bei Teller. Dasselbe gilt für diese Schichten zwischen Ratschach und Sava.

Die Benennung Hallstätter Schichten hat Zollikofer (p. 327) auf den an Krain anstoßenden Teil Steiermarks angewendet. Er nennt Hallstätter Schichten jenen Komplex, der z. B. im Wachbergzug unter den Gurkfelder Plattenkalken liegt. Es herrschen da Dolomite von hellgrauer Farbe, körniger Struktur und eckigem, kurzklüftigem Bruch vor; stellenweise enthält der Dolomit auch dünne Lagen von lichtem Hornstein (z. B. am Leisberg). »Die Kalke der Hallstätter Schichten haben eine untergeordnete Bedeutung«, sagt Zollikofer; sie sind hellgrau bis weiß und nähern sich, wie der Dolomit, den Dachsteinschichten. Die Trennung von Kalk und Dolomit ist nicht möglich.

Dreger stellt (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1898, p. 114) diese »Hallstätter Dolomite« wegen ihrer wahrscheinlichen Lage über den Wengener Schichten in das Niveau des Schlerndolomites und des erzführenden Kalkes.

In dem von uns studierten Gebiete haben über den Werfener Schichten Dolomite des Muschelkalkes eine bedeutende Verbreitung. Bei Reichenburg und Gurkfeld ist

heller, ungeschichteter Dolomit reichlich entwickelt, welcher unter den Gurkfelder Schichten liegt. Bei Savenstein liegen helle, bröckelige, grobgebankte Dolomite über den Werfener Schichten. Im Vidohrib sind es bläuliche, zerhackte Dolomite; sie werden von Hornsteinkalken (tho der Karte Teller's) überdeckt und von typisch ausgebildeten Werfener Schichten unterlagert (p. 68).

Über den Werfener Schichten von Nežence (zweite Schuppe, p. 68) liegen bläuliche Dolomite und dichte, schwarze Kalke. Die Kalke führen schwarze Hornsteine, aber nicht sehr reichlich; manchmal sind auch Lagen von solchen vorhanden. In diese Serie des Muschelkalkes sind auch dachschieferähnliche Gesteine eingeschaltet; diese wechseln mit bläulichen bis schwarzen, sehr harten Kalken, welche in 10 bis 30 *cm* dicken Platten zwischen den mächtigeren Dachschiefeln liegen. Gut aufgeschlossen sind diese Schichten im Graben zwischen Cernelje und P. 425 (zirka 3 *km* östlich von Johannistal) bei der Mühle südlich von *m* im Worte Malikom der Spezialkarte. Unter diesem Komplex liegen dunkle Plattenkalke; im Hangenden aber schalten sich in die kalkige Folge immer mehr dolomitische Bänke ein; das sind gebankte Dolomite von 10 bis 30 *cm* Mächtigkeit. In das Hangende zu wird der Dolomit schlecht gebankt, massig, zerhackt und führt Knollen von schwarzen Hornsteinen. Darüber folgt dann ein Komplex von Kalken und Dolomiten mit Hornstein; die Hornsteine sind mehr als kopfgroß, schwarz, regellos eingestreut. Den Schluß nach oben zu bildet ein heller Kalk mit schwarzen Hornsteinen. Dann folgt der Komplex *tu* (p. 98), der den Großdorner Schichten gleichsteht (p. 93); daher muß die beschriebene Folge die anisische und ladinische Stufe vertreten. Da nun hier der Komplex *tu* von der eben beschriebenen Serie, im Gebiete des P. 310 aber von hornsteinreichem Muschelkalk unterlagert wird, so muß man den größten Teil der Komplexe *tm* und *tho* der Karte Teller's als Äquivalent ansehen.

Wenn man den Dolomit des Muschelkalkes in die anisische Stufe stellt, so kommt damit die hornsteinreiche Fazies des oberen Muschelkalkes (= *tho* der Karte

Teller's) in die ladinische Stufe. Diese Schichten sind westlich von Lichtenwald ungemein verbreitet. Über den Muschelkalkdolomiten von Savenstein liegt im Gebiete des Grahovcabaches eine weit verbreitete Serie, welche Teller als tho bezeichnet und ausgeschieden hat. Über den Dolomiten folgen helle, vielfach plattige Kalke und graue Dolomite mit schwarzen Hornsteinknollen oder auch Hornsteinlagen; es kommen ferner auch dickbankige weiße Kalke mit 10 bis 15 *cm* starken Lagen von schwarzem Hornstein (Gebiet des P. 310) vor, welche in ihrer Ausbildung vollständig jenen Kalken des Uskokegebirges gleichen, die unter den Hornsteinkalken liegen. Im Gebiete des P. 310 findet man auch Plattenkalke, ferner Plattenkalke mit Hornstein, welche den Gurkfelder Schichten gleichen. Der ganze Komplex hat die stratigraphische Stellung der Gurkfelder Schichten, kann aber nicht direkt als solche bezeichnet werden, denn es fehlen oder treten zurück die roten Hornsteinplattenkalke, welche bei jenen das weitaus charakteristischeste Glied darstellen.

Im Neuringtal unter dem P. 219 führt der Komplex tho helle Plattenkalke mit Hornstein und Zwischenlagen von Mergeln (wie bei Schuttna im Uskokegebirge). Es findet da die Annäherung an den Bestand der Gurkfelder Schichten statt. In dem Komplex tho des Neuringtales kommen sehr verbreitet auch massige Dolomite mit Hornsteinknollen und Hornsteinbänken, ferner auch massige Kalke und weiße Plattenkalke mit Hornstein vor. Das Ganze ist lebhaft gefaltet. Sehr häufig wechseln mächtige Bänke von massigen Kalken oder Dolomiten mit Plattenkalken, wobei alle diese Gesteine Hornstein führen. Gegen den Dolomit des Muschelkalkes, der an der Mündung des Neuringtales in die Save ansteht, wird die Gesteinsfolge mehr und mehr massig und dolomitisch.

Im Uskokegebirge haben Kalke und Dolomite unter den Schichten der Hornsteintrias eine sehr bedeutende Verbreitung und auch eine sehr ansehnliche Mächtigkeit. An verschiedenen Stellen der vorangehenden Beschreibung haben wir auf die Aussichtslosigkeit einer Gliederung des Komplexes in großen Zügen und auf einzelne lokale Gliederungen

verwiesen (Globotschitza—Osterz—Scherendorf, p. 12, Abatova gora und Blaževa gora, p. 41).

Der Kalk ist sehr gut an der Straße von ³Landstraß nach Osterz aufgeschlossen; es sind weiße oder graue, sehr harte, massige Kalke, zum Teil brecciös, zum Teil auch nicht; vielfach sind die hellen Kalke fein oolithisch. Die Dolomite sind verschieden an Farbe und Beschaffenheit; man findet dunkelgraue, brüchige, kavernöse und andererseits wieder ganz krystallinische, feste Dolomite, hellgraue oder weiße, ungeschichtete oder geschichtete Dolomite, dann solche, welche zu Sand zerfallen, und viele Brecciendolomite. Selten sind Einlagerungen von dunklen Kalken in den Dolomiten.

In den massigen Kalken zwischen Globotschitza und Osterz fanden wir unbestimmbare hochgetürmte Gastropoden (Chemnitzien) und Korallen. Der Versuch, die Korallen zu bestimmen, hat kein sicheres Ergebnis gezeitigt. Es handelt sich wahrscheinlich um *Thecosmilia subdichotoma* M.¹

Im Uskokengebirge und bei Reichenburg werden die besprochenen Kalke und Dolomite von den Gurkfelder Schichten der »Hornsteintrias« überlagert.

Den Begriff »Gurkfelder Schichten« hat Lipold (l. c., p. 270) aufgestellt. Er sagt, daß die hierher gehörigen Kalke eine sehr mannigfache, bald rote, bald graue, bräunliche, gelbe, violette, stets aber lichte Färbung haben; rot und grau herrschen vor. »Ihr Bruch ist muschelrig und ausgezeichnet sind sie durch häufige Knollen von rotem und grauem Hornstein, der bisweilen selbst Schichtlagen von $\frac{1}{2}$ bis 1 Zoll in dem Kalkstein einnimmt.« Die Kalke sind plattenförmig geschichtet; die einzelnen Platten überschreiten selten die Dicke von 10 *cm*, sie sind meist 4 bis 6 *cm* dick. Die Mächtigkeit der Gurkfelder Schichten beträgt bei Gurkfeld 100 bis 150 *m*. In ganz analoger Weise ist der Bestand der Gurkfelder Schichten in Steiermark beschaffen; Zollikofer (l. c., p. 329) hat ihn geschildert; ausnahmsweise gibt es dort (Blanzagraben) auch schwarze Kalke mit schwarzen Hornsteinen.

¹ Volz, Paläontographica, 43. Bd., p. 22, Taf. 1, Fig. 17 bis 21.

In der Umgebung von Gurkfeld liegt das Hauptverbreitungsgebiet dieser Schichten; es sind helle und rote Plattenkalke mit vielen Hornsteinknollen und langgestreckten Lagen von Hornstein. Diese Hornsteine sind grau oder braun gefärbt. So erinnern wenigstens die helleren Partien der Kalke sehr an die Reiflinger Kalke der Nordalpen.

Im Profil von Thurn am Hart nach Großdorn schalten sich in die Hornsteinkalke rote Mergelschiefer mit schwarzen Hornsteinschnüren ein (nordwestlich von Thurn am Hart). Aus diesen Einlagerungen entwickelt sich schließlich nach oben zu eine Wechsellagerung von Hornsteinkalken und roten Mergeln.

Im Profil Gurkfeld—Rosalia—St. Josef liegen im unteren Teile des Komplexes Plattenkalke mit Hornstein, während im Hangendenrote und violettrote, hornsteinarme Kalke überwiegen.

Auf die Beziehungen der Gurkfelder Schichten zu den Dolomiten von Reichenburg wurde schon früher hingewiesen (p. 61). Bei Gurkfeld sind diese Beziehungen durch eine Störung getrübt. Anders ist dies in den Profilen Schremitschberg—Videm.

Bei Videm stehen fast horizontal liegende Plattenkalke an. Verfolgt man von da das Profil auf dem Rücken östlich vom Jahorgraben zum Schremitschberg, so sieht man, wie sich diese hellen Plattenkalke mit Hornstein und Lagen von grünlichen Mergelschiefern zu 60 bis 80° Südfallen aufrichten. Das O—W-Streichen dreht sich dann auf NW—SO (also auch hier das Schwanken des Streichens!) bei 40 bis 80° SW-Fallen; man beobachtet aber auch mitten in dem NW—SO streichenden Plattenkalk einzelne Partien mit O—W-Streichen und S-Fallen. Auch senkrechte Schichtstellung sieht man des öfteren. Immer sind es die typischen Gurkfelder Plattenkalke; zum Teil wechseln sie mit Mergelschieferlagen. Im Schremitschberg und in der Kuppe östlich davon werden die Schichten dieser »Hornsteintrias« von Dolomit sehr deutlich unterlagert.¹

¹ Zollikofer (l. c., p. 333) meint, daß die Dolomite von Gurkfeld—Reichenburg Dachsteindolomite seien; das ist wohl unrichtig, denn die Gurkfelder Kalke liegen auf ihnen.

Dieselbe Stellung der »Hornsteintrias« zu den Dolomiten erkennt man im Profil Schremitschberg—St. Johann—Videm. Es sind Plattenkalke und Mergelschiefer im Wechsel (O—W-Streichen, 40° S-Fallen, NW—SO-Streichen, 40 bis 50° SW-Fallen). In stratigraphisch geringer Höhe über der Auflagerungsfläche der Hornsteintrias ist in diese (nördlich von St. Johann) ein Band von Pietra verde eingeschaltet; darüber liegen wieder rote und helle Plattenkalke mit Hornstein (40° SW-Fallen).

Die durch die Pietra verde ausgezeichnete Folge legt den Vergleich mit den Pietra verde führenden Gesteinszonen der Steiner Alpen nahe, um so mehr, als auch sonst eine nicht unbedeutende Ähnlichkeit vorhanden ist (Plattenkalke mit Hornstein, Mergelschiefer). Wir stellen die Pietra verde-Lagen, ihr Liegendes und ihr unmittelbar Hangendes in die Buchensteiner Schichten, den restlichen, hangenden Teil der Gurkfelder Schichten in den höheren Teil der ladinischen Stufe (p. 91).¹

Wir haben noch der Stellung der Gurkfelder Schichten bei Lichtenwald zu gedenken. Der genannte Ort liegt an Triasdolomit (gleich jenem von Reichenburg) angebaut; dieser Dolomit ist hinter der Pfarrkirche vorzüglich aufgeschlossen; er bildet zum Teil den Schloßberg von Lichtenwald. Im Skenicatal legen sich auf den Dolomit gefaltete Gurkfelder Plattenkalke mit O—W-Streichen.

¹ Im östlichen Teile des Uskokengebirges stellte Tornquist (p. 58) rote und grüne Kalkknollenschichten mit Hornsteinen fest und stellte sie mit Salopek in die Reitzi-Schichten, also in die unterladinische Stufe. Im Hangenden dieser Gurkfelder Schichten des östlichen Uskokengebirges liegen lichte Massenkalke, die in ihrer Fazies und Stellung nach Tornquist vollständig den Südtiroler Rifffalken aus dem oberen Wengener und dem Cassianer Niveau entsprechen. Darüber liegen dann die Großdorner Schichten. In den von uns begangenen Teilen des Uskokengebirges und in den Gurkfelder Bergen ist das Triasprofil anders: Es fehlen die lichten Massenkalke und von den Schichten mit der Pietra verde bis zu den Großdorner Schichten sind nur Hornsteinkalke, d. s. die Gurkfelder Schichten vorhanden. Mit dem Namen »Gurkfelder Schichten« muß man daher, da er ja für das Triasprofil bei Gurkfeld aufgestellt wurde, jene Hornsteinplattenkalke verstehen, welche die ganze ladinische Stufe vertreten.

Im Uskokengebirge hat die »Hornsteintrias« eine weite Verbreitung. Es wurde bereits bei der Lokalbeschreibung (Sušicatal, p. 19) hervorgehoben, daß die Hornsteinplattenkalke mit den liegenden Kalken durch einen Übergang eng verbunden sind.

Von hervorragender Wichtigkeit ist der Umstand, daß im Uskokengebirge die Mächtigkeit der Hornsteinschichten, besonders der Plattenkalke gegen N und NW stark zunimmt: es tritt da eine Annäherung an die Verhältnisse bei Gurkfeld ein (Voce, p. 40). Es tritt nun die Frage an uns heran, ob diese Zunahme auf Kosten der hangenden mergelreichen Partie oder auf Kosten des Liegenden eintritt. Der Vergleich der Schichtfolgen bei Gurkfeld—Videm mit jenen des Uskokengebirges zeigt, daß das Liegende in der Mächtigkeit gegen Norden abnimmt; denn im Gurkfelder Bergland steht der großen Mächtigkeit der Dolomite und Kalke des Uskokengebirges nur ein gering mächtiger Liegenddolomit gegenüber (Profil Großdorn — Mitter-Piauscho), während die Gurkfelder Schichten zu einer bedeutenden Mächtigkeit anschwellen. Gerade das umgekehrte Verhältnis herrscht im Uskokengebirge.

Die »Hornsteintrias« ist im Uskokengebirge an zahlreichen Stellen sehr gut aufgeschlossen. Ihre Verbreitung fällt fast vollständig mit der Weingartenfläche — soweit sie nicht allzu hoch aufsteigt — zusammen. Im großen Hornsteinaufschluß bei Schuttna (45° N- bis NO-Fallen) sind die Hornsteine in dünnen Bändern angeordnet. Die Platten des Kalkes sind bis 10 *cm* dick und werden durch an Mächtigkeit ganz zurücktretende mergelige Lagen voneinander getrennt. Die Farbe ist vorwiegend dunkelrot.

Die Beschaffenheit der Kalke der Hornsteintrias stimmt vollständig mit den Gesteinen von Gurkfeld überein; es sind rote, graue, grünliche, mergelige, plattige und schieferige Kalke, selten auch schwarze Kalke, mit oder ohne Hornstein. Zwischen ihnen liegen verschiedene Mergel und Mergelschiefer (plattig, bröckelnd) von grauer, grüner, grünlicher oder roter Farbe mit oder ohne Hornstein.

Übersicht der Faziesverhältnisse in der ladinischen Stufe in Mächtigkeitssäulen.

Nordrand des Uskokengebirges	Stojdraga	Umgebung westlich von Gurkfeld	Videm	Grahovcatal
Großdorner Schichten				Teller's tu
Hornsteinplattenkalke und Mergel	Hornsteinplattenkalke	Gurkfelder Schichten	Gurkfelder Schichten	Teller's tho
Kalke und Dolomite	Kalke und Dolomite		Gurkfelder Schichten mit Pietra verde	
		Dolomit und Kalk	Dolomit und Kalk	

Versuche einer Gliederung der Hornsteinschichten des Uskokengebirges wurden bereits gegeben. Es läßt sich erkennen, daß im unteren Teile Plattenkalke, im oberen Teile Mergelschiefer vorherrschen.

Bevor auf die Möglichkeit, ob im Uskokengebirge auch Großdorner Schichten vertreten sind, eingegangen wird, möge diese in dem Gebiete ihrer typischen Entwicklung bei Großdorn (westlich von Gurkfeld) erörtert werden.

Den Begriff Großdorner Schichten hat Lipold (l. c., p. 270) aufgestellt. Es ist das eine vorwiegend mergelig-sandige Serie; sie besteht vorwiegend aus Kalkmergelschiefern, die auch in dichte Kalkmergel mit völlig muscheligen Bruch übergehen. Die Farbe der Schiefer ist braungrau, schwarz oder aschgrau, violettrot, gelb, bräunlich, ja selbst fast weiß. Die sehr feinkörnigen Sandsteine sind braungrau oder bläulich, ebenfalls kalkhaltig und haben sehr zarte weiße Glimmerblättchen in ihrem Gemenge sparsam verstreut. Schiefer und Sandsteine wechseln miteinander, aber auch mit Hornstein führenden Kalksteinen, unter denen sich ein sandiger, bisweilen

breccienartiger Kalkstein befindet, bei welchem durch Verwitterung an der Oberfläche die einzelnen Kalksand- und Quarzkörner hervortreten und dem Gestein eine rauhe, unebene Oberfläche geben. Schiefer und Sandsteine sind bisweilen gefleckt und führen sparsam Fukoiden. Sie treten immer dort auf, wo die Gurkfelder Schichten vertreten sind. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 100 *m*.

Auch in Steiermark sind die Großdorner Schichten vertreten (Zollikofer, l. c., p. 330); gewöhnlich sind es feste, aber kurzklüftige Mergelschiefer und Kalkschiefer, schmutzig-grau mit einem Stich ins Grünliche oder Braune, selten schwarz. Die Schiefer werden bisweilen sandig und nehmen feine Glimmerblättchen auf. Ferner gehören noch dazu dunkle Kalke mit regelmäßigen Lagen von grauen Hornsteinen in Wechsellagerung mit den anderen Gesteinen; manchmal ist der Kalk auch dolomitisch. In Steiermark sind die Großdorner Schichten mächtig entwickelt gegenüber den zurücktretenden Gurkfelder Kalken. Zollikofer (p. 331, 332) hebt besonders hervor, daß zwischen den Gurkfelder und Großdorner Schichten enge Beziehungen bestehen, so daß sie oft schwer zu trennen sind. Manchmal vertreten auch die Großdorner Schichten die anderen, aber das Umgekehrte ist nie der Fall.

Im Profil Thurn am Hart—Großdorn liegen über den Großdorner Schichten in der Nähe von St. Stefan grau gefärbte Sandsteine und mergelige Gesteine, die gelb verwittern. Das sind Großdorner Schichten. Vor dem genannten Ort ist in einem Steinbruch ein guter Aufschluß in diesen Schichten; unten liegen dickbankige graue Mergel, darüber folgen dünngeschichtete Tonschiefer, welche dunkelgrau bis gelbgrau und den Carditagesteinen des Obir ungemein ähnlich sind; das Hangende sind wieder Mergel gleich dem Liegenden. Über der Mergelgruppe, welche eine ziemliche Strecke weit an der Straße gegen Großdorn aufgeschlossen sind, liegen Sandsteine; diese bilden eine höhere Stufe. Mit ihnen wechseln vielfach Mergel; diese sind sehr häufig flyschähnlich. Die Sandsteine sind oft ziemlich grob. In dieser höheren Abteilung der Großdorner Schichten sind, dem küstennahen Charakter der ganzen Serie entsprechend, auch Lagen von groben

Breccien vorhanden, welche Trümmer des liegenden Sandsteines enthalten; ferner findet man konglomeratische Gesteine. Das Bindemittel der Breccien und Konglomerate ist zum Teil sandig, zum Teil mergelig.

Ein Übergang der Großdorner Schichten in die Gurkfelder Schichten ist außer im Profil Großdorn—Kerschdorf (p. 95) auch im Schnitt von Großdorn nach Nordwesten aufgeschlossen. Im Sattel mit dem Kreuz vor P. 418 liegen in den Mergeln der Großdorner Schichten Lagen von Hornsteinkalken.

Im Uskokeengebirge liegen über den Hornsteinplattenkalken, welche ja in jeder Beziehung mit den Gurkfelder Schichten übereinstimmen, Mergel; diese wechseln an vielen Stellen noch mit Hornsteinplattenkalken. Nur im nördlichen Teile der Stojdragazone ist ein reiner Mergelkomplex vorhanden. Das bringt uns dem Gedanken nahe, in diesem Mergelkomplex oder wenigstens in der reinen Mergelserie eine Vertretung der Großdorner Schichten zu sehen. Dabei ist es uns klar, daß in dem größeren Teile des Mergelkomplexes die typischen Großdorner Mergel zurücktreten. Doch wird die Ansicht, daß tatsächlich Großdorner Schichten vorliegen, bestärkt durch die Tatsache, daß an manchen Stellen des Mergelkomplexes Sandsteine auftreten; diese letzteren sind ja für die Großdorner Schichten typisch und fehlen den Gurkfelder Schichten.

Die stratigraphische Stellung der Gurkfelder und Großdorner Schichten hat bereits Lipold (p. 271) im allgemeinen fixiert. Er sagt, daß die Gurkfelder Schichten überall über den Werfener-, Guttensteiner-, Cassianer- und Hallstätter Schichten, daß überall die Großdorner Schichten auf den Gurkfelder Schichten liegen. Er beschreibt und bildet ab einen Durchschnitt von Ruckenstein an der Save gegen SW. Es liegen da übereinander geringmächtige »Cassianer Schichten«, dann »Hallstätter Schichten« (d. i. eine Partie dunkler, geschichteter Kalke), mächtige Gurkfelder Schichten und darüber Großdorner Schichten. Wir bemerken dazu, daß über die Großdorner und Gurkfelder Schichten nichts weiter zu sagen ist. Das, was Lipold Hallstätter Schichten nennt, ist ohne Zweifel eine Fortsetzung der Dolomite und Kalke des

Muschelkalkes aus Savenstein, eine Fortsetzung des Zuges derselben Gesteine, die sich an der Littai Antiklinale über die Werfener Schichten legen.

In dem von Lipold beschriebenen Profil von Sauratez nach Auen liegen über den Werfener Schichten von Sauratez die Guttensteiner Dolomite (= Muschelkalkdolomit Teller's) und darüber dann die Gurkfelder und Großdornër Schichten. Im nördlichen Teile des Profiles liegen unter den Großdornër Schichten schwarze »Hallstätter Kalke«, dann Guttensteiner und Werfener Schichten. Die Erklärung für dieses scheinbare Fehlen der Gurkfelder Kalke gibt das Profil von Bründl, wo unter den Großdornër Schichten dunkle Kalke und unter diesen erst die reduzierten Gurkfelder Schichten liegen (p. 97). Es tritt eben überall eine sehr starke Schwankung in fazieller Beziehung hervor.

Lipold stellte fest, daß die Großdornër und Gurkfelder Schichten unter der Kreide liegen. Die Altersfrage hat Lipold nicht gelöst; doch hält er es für wahrscheinlich, daß die Großdornër Schichten in das Raibler Niveau gehören; er hebt aber auch ganz richtig hervor, daß die Gurkfelder Schichten vielfach Ähnlichkeit mit den Aptychenschichten haben.

Zollikofer hat die Stellung der fraglichen Schichten ganz richtig erkannt. Auf steirischem Boden liegen im Profil des Wachberges konkordant übereinander »Hallstätter« Dolomit, Gurkfelder Plattenkalk und Großdornër Schiefer; dabei schaltet sich stellenweise zwischen den Gurkfelder und Großdornër Schichten ein Lager von Grünstein ein (p. 316). In anderen Profilen derselben Berggruppe (p. 324) liegen unter den Hallstätter Dolomiten Werfener Schichten und Carbon. Zollikofer beschreibt auch das Profil des Lichtenwalder Schloßberges (p. 326); über Hallstätter Dolomit liegen gelbe und rote hornsteinreiche Plattenkalke (Gurkfelder Schichten), dann rötliche, grüne und weiße Sandsteine und dunkle, kurzklüftige Schiefer der Großdornër Schichten; darüber transgrediert das Miocän. Zollikofer hebt (p. 329) die innigen Beziehungen der Gurkfelder Schichten zu den »Hallstätter« Dolomiten hervor. Besonders wichtig erscheint uns die

Feststellung der Überlagerung der Großdorner Schichten durch Dachsteindolomite bei Drachenburg.

In sehr klarer Weise vergleicht Stur (Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1864, p. 441) die Gurkfelder Schichten mit den Reiflinger Kalken. Die Großdorner Schichten nennt er Äquivalente der Raibler Schichten und sagt (Geologie der Steiermark, p. 267), daß die Großdorner Schiefer an die Entwicklung des Lunzer Sandsteines in den Karpathen, besonders im Wagtal, erinnern.

Im Gebiete des Wachberges fand Dreger (Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, 1898, p. 115) in Schiefeln, die den Gurkfelder Kalken eingelagert sind, *Posidonomya* cf. *Wengensis* Wissm. und einen *Protrachyceras*, der große Ähnlichkeit mit dem *Protrachyceras pseudo-Archelaus* Bockh hat. Er fand auch Pietra verde in diesen Schichten.

In vorzüglicher Übereinstimmung damit steht die Feststellung des Alters der Großdorner Schichten. Im Gairachgebiete bei Tüffer werden Schlerndolomite von schieferig-mergeligen Gesteinen der Großdorner Schichten (= tu auf der Karte Teller's) überlagert. In diesen Schiefeln fand Teller (Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, 1896, p. 20) im Bereiche der Lipa dunkle Kalke mit Fossilien, welche auf das Niveau der Raibler Schichten hinweisen.

Wir beschreiben noch zwei Profile, welche die Gurkfelder Schichten im Verbande mit den anderen Schichten zeigen.

Ein Profil von den Großdorner Schichten bis zur Untertrias beobachtet man auf der Linie Heiligengeist—Großdorn—Ober-Piauschko (Fig. 6 b). Die Kirche von Heiligengeist steht auf Großdorner Schichten. Wie die Aufschlüsse in den Mergeln zwischen Heiligengeist und Großdorn zeigen, sind die Großdorner Schichten flach gefaltet (bei NW- oder WNW-Streichen). Im oberen Teile der Großdorner Schichten liegen (über Großdorn selbst) Breccienlagen.

Unter Großdorn werden die Mergel, d. i. also der tiefere Teil der Großdorner Schichten, herrschend (flach SSW fallend). Die Mergel sind graubläulich, dickbankig und haben vielfach direkt den Habitus der Zementmergel der Gosau.

Oberhalb von Kerschdorf erscheinen unter den Großdorner Mergeln die roten Kalke der Gurkfelder Schichten. Die Trennung der Großdorner Schichten von ihrem Liegenden ist ziemlich schwer; denn es sind geradezu Übergänge vorhanden, indem rote mergelige Kalke eine vermittelnde Stellung einnehmen; solche findet man auch ziemlich häufig in die Gurkfelder Plattenkalke eingelagert; in den Komplex des Überganges schalten sich auch Sandsteine ein. Das ganze System des Überganges ist gefaltet; es sind flache Wölbungen und Mulden von geringer Spannweite (meist nur von einigen Metern) vorhanden; daher wechselt das Streichen und Fallen fortwährend. Im Liegenden des Überganges stellt sich ein etwa 20 *m* mächtiger Komplex von grauweißen, mergeligen, 25° SW fallenden Kalken ein; einzelne Lagen der Kalke sind etwas rötlich oder führen rötliche Kalkputzen. In der unteren Partie der Kalke überwiegen die roten Varietäten als Lagen von mehreren Dezimetern Mächtigkeit. Darunter folgt dann ein dicker Komplex von roten, rötlichen oder vorwiegend derart gefärbten Kalken; und erst 80 Schritte vor Kerschdorf beginnen die typischen, roten oder hell gefärbten Hornsteinplattenkalke der Gurkfelder Schichten; aber die Hornsteine sind vorerst noch auf einzelne Lagen beschränkt und nicht allzu häufig. In Kerschdorf selbst stehen rote und graue Kalke mit Hornsteinschnüren (20° WSW fallend) an. In dem Profil von Kerschdorf nach Ober-Piauscho liegt die Hauptmasse der Gurkfelder Plattenkalke mit Hornsteinen, meist 25° SW fallend. Die Hornsteine sind schwarz und rot, die Plattenkalke meist rot; teilweise ist das Gestein durch Hornsteinlagen gebändert; man sieht dann 3 bis 4 *cm* dicke Lagen von Hornstein und dazwischen dünn geschichtete rote Kalke in 1 bis 10 *cm* dicken Lagen. Abgesehen von kleinen Störungen der Lagerung ist sehr wohl zu bemerken, daß sich die tieferen Lagen des Komplexes flacher legen. Die Plattenkalke reichen bis in das Savetal, bis Ober-Piauscho. Doch kann das Liegende festgestellt werden. Am Gehänge des Savetales abwärts kommt genau südlich von P. 180 des linken Saveufers ein kleines Tal herab. Am Ausgang des Tales, etwa 50 *m* von der Straße entfernt, stehen Gurkfelder

Kalke mit 40° SSW-Fallen an. Etwa 50 Schritte von da gegen Osten zu liegen helle, zuckerkörnige Dolomite unter den Gurkfelder Kalken; das ist derselbe Dolomit, der bei Reichenburg eine große Verbreitung hat und bis Gurkfeld reicht; er ist gleichzustellen dem Muschelkalkdolomit von Lichtenwald. Bei Mitter-Piauschko liegen viele Rollstücke von Werfener Schichten herum; vielleicht unterlagern sie hier den Dolomit.

Das Profil Auen—Neuenstein—Bründl ist hinsichtlich der Gurkfelder Schichten bemerkenswert. Bei Auen sind als Basis der ganzen Werfener Schichten als schmaler Streifen längs der Save entblößt. Sie werden von Dolomiten des Muschelkalkes überlagert. Darüber legen sich dann (Impelbach) sehr ruhig liegende Plattenkalke und plattige Dolomite. Südlich des Schlosses Neustein aber liegen im Bereiche des dolomitisch entwickelten Muschelkalkes helle, massige Kalke mit Sinterauswitterungen (wie im Uskokengebirge!); manche von diesen Auswitterungen gleichen Megalodonten (wie im Uskokengebirge!), sind aber gewiß keine. Vereinzelt enthalten die Kalke auch Hornsteinknollen. Diese Schichten sind leicht gegen Süden geneigt. Mit den Kalken kommen helle Dolomite und auch dunklere Plattenkalke mit schwarzen Hornsteinen vor. Diese Schichten sind der oberste Teil des Komplexes von dolomitisch entwickeltem Muschelkalk. Die Plattenkalke mit Hornstein bilden die obersten Lagen und leiten zu dem nächsten Schichtglied über. Es folgen dann im Profil Neustein—Bründl rote Mergel und rote Hornsteinplattenkalke der Gurkfelder Schichten, ferner helle Plattenkalke mit Hornstein (35° WSW bis 50° SW fallend). Bemerkenswert ist der Umstand, daß auch hier in den höheren Teilen des Komplexes rote Mergel besonders stark hervortreten. Ziemlich hoch oben im Komplex sieht man eine Schichtreihe von roten Plattenkalken ohne Hornstein, durch dünne Mergellagen von roter Farbe getrennt. Dieser Komplex ist ziemlich mächtig. Darüber liegt eine sehr merkwürdige Serie. Knapp vor Bründl wechseln blauschwarze Kalke in bis zu $\frac{1}{2}$ m dicken Bänken mit dünnen (5 bis 10 cm starken) Lagen von schwarzen, blätterigen Tonschiefern und Mergelschiefern (10° SW-Fallen);

ferner kommen in diesem Komplex dünnere Kalkbänke und Plattenkalke vor. Ein großer Aufschluß von Bründl gibt zwar in diesen Schichten das Bild von Muschelkalk, aber diese Schichten repräsentieren entweder die obersten Gurkfelder Schichten oder sind schon in das Großdorner Niveau zu stellen. Im Hangenden dieser Schichten liegen noch im Orte Bründl massige, graue, wenig zerhackte Dolomite. Darüber folgen dann südlich des Ortes die graugrünen Mergelschiefer der Großdorner Schichten in großer Verbreitung.

Wir haben nun noch des Komplexes der dunklen Schiefer-tone, Mergel und Tuffsandsteine, d. i. Teller's Ausscheidung tu, zu gedenken. Im Profil P. 310—Vidoc hrib (p. 67) ist der liegende Teil dieser Schichtgruppe, der auf den Hornsteinplattenkalken = tho liegt, noch selbst reich an Hornstein. Darüber folgt als höhere Abteilung eine Serie von Sandsteinen und Mergeln. Die Sandsteine sind hart, haben einen splitternden Bruch, sind grau, bläulich bis blaugrau und meist so stark zerklüftet, daß das Fallen im Sandstein allein nicht bestimmbar ist. Die Mergel und Mergelschiefer sind blaugrau bis bläulichschwarz; sie wechseln mit dünnen Sandsteinbänken. Es sind dieselben Mergel, die für die Großdorner Schichten so charakteristisch sind. Es sind auch gelbbraune, griffelig zerfallende Mergel und Mergelschiefer, ganz entsprechend den Raibler Schichten, vorhanden; diese scheinen die höchste Abteilung zu bilden.

Im Profil von P. 219 im Neuringtal gegen Norden liegen über hellen Kalken mit Hornstein (Hangendschichten von tm in Teller's Karte) graue Mergel; im Hangenden der Mergel befinden sich bläuliche Sandsteine (= Großdorn) und als Schichten dazwischen graue, dünnschieferige Mergel mit einzelnen harten, kieselig-sandigen Schichten wechselnd. In dem Komplex tu sind sehr selten, von uns nur als vereinzelte Rollstücke gesehen, grünliche tuffige Sandsteine und Gesteine, welche bei grüner Farbe direkt einen felsitischen Charakter haben. Im Neuringtal zwischen P. 219 und der Ausmündung sind im Komplex tu außer grauen Mergeln und bläulichen Sandsteinen auch plattige Kalke mit Hornsteinlagen verbreitet.

Der Komplex tu ist gleichzustellen den Großdorner Schichten und ist wie diese in die Karnische Stufe einzureihen.

Wir haben früher bereits auf die Beziehungen der »Hornsteintrias« zu den Kalken und Dolomiten des Uskokengebirges hingewiesen. Da die Mächtigkeit der »Hornsteintrias« in dieses Gebirge hinein immer geringer wird, so besteht die Möglichkeit, daß sie im Gebirge selbst fehlt und von Kalken und Dolomiten vertreten wird, daß ein Teil der Kalke und Dolomite der Abatova und Blaževa gora der norischen Stufe angehört. Allerdings ist der Satz Lipold's (p. 269), daß ein großer Teil des Uskokengebirges aus Dachsteinschichten gebildet wird, einerseits gewiß zu weitgehend, andererseits nicht erweisbar. Man erhält den Eindruck, daß im Uskokengebirge ein Analogon zur Triasgliederung von Mariatal (bei Nassenfuß) vorhanden ist, wo unmittelbar neben der Serie Muschelkalk—helle Kalke und Dolomite der mittleren Trias—Dachsteinkalk die reich gegliederte Reihe Muschelkalk—dunkle Plattenkalke und Oolithe der mittleren Trias—Komplex tu liegt, wo also ein sehr rascher Fazieswechsel auf ganz kurze Distanz vorhanden ist.

3. Die Kreide.

Es ist das Verdienst Lipold's, als erster die Kreide im Uskokengebirge nachgewiesen zu haben (l. c., p. 269). Ganz richtig sagt er, daß Rudisten führende, zum Teil konglomeratische lichte Kalke den Hügel von Maria Gutenrat bilden; daß aber das Plateau von Osterz von Kreide zusammengesetzt wird, ist unrichtig.

Den Bestand der Kreide haben wir von verschiedenen Stellen dargestellt (Scherendorf, p. 20, Sliwie, p. 21). Das charakteristischeste Glied sind Breccienkalke mit Rudistenfragmenten. Im mittleren Teile des Uskokengebirges sehen wir auch Mergel, welche sehr an die Gosau des Agramer Gebirges erinnern. Ein sehr bezeichnendes Glied der Kreide sind die roten und rotvioletten Mergelkonglomerate. Viele Mergel des Gebietes von Groß-Ban, Arschische usw. sind

sehr ähnlich den zentralalpinen Mergeln und den Inoceramenmergeln der Flyschzone. Ferner gibt es auch Konglomerate mit kalkigem Bindemittel (sehr ähnlich der Gosau der Nordalpen), dann Konglomerate mit Bindemittel aus rötlichen oder sandigen Mergeln.

An verschiedenen Stellen haben wir bereits hervorgehoben, daß vielfach eine bedeutende Schwierigkeit in der Abtrennung der Kreide von der »Hornsteintrias« besteht. Auch Gorjanović-Kramberger kam zu demselben Resultat, da beide Schichtgruppen oft sehr ähnlich entwickelt sind. Wenn keine Versteinerungen oder keine Radiolitenkalke vorliegen, besteht eine bedeutende Unsicherheit der Trennung.

Eine sichere Schichtfolge konnte in der Kreide nicht erkannt werden. Sicher ist, daß die Radiolitenbreccie meist an der Basis liegt.

Die Kreide transgrediert über verschiedene Glieder der »Hornsteintrias«. So liegen bei Groß-Ban nur einige Meter Hornsteinkalke unter der Kreide, bei P. 271 aber eine große Mächtigkeit derselben. In weiten Gebieten liegt die Kreide direkt auf Kalk und Dolomit der Trias. Die Kreide transgrediert daher auch über verschiedene Stufen der Trias. Zwischen Trias und Kreide herrscht keine Diskordanz; wenigstens ist nicht sicher festzustellen, daß die Trias vor der Transgression der Kreide in erheblichem Maße gestört war. Die früher (p. 47) beschriebene Diskordanz bei P. 271 dürfte durch eine Störung erklärbar sein.

Da wir in der Kreide keine der Art nach bestimmbaren Fossilien fanden, so stellen wir sie in Analogie zum Agramer Gebirge und zum Karst in die Oberkreide, wobei wir Gorjanović-Kramberger folgen. Hauer (l. c., p. 33) meint, daß die bunten Mergel und Konglomerate von Kostanjevac (östlich von Möttling) und die Kreide der Plešivica bei Samobor dem Senon des Isonzogebietes gleich sind.

Wir erwähnen nur noch, daß im südwestlichen Teile des Uskokengebirges bis zur Kulpa die Kreide aus Rudistenkalken, die von harten, kalkigen, gelb oder grau gefärbten Mergeln überlagert werden, besteht. Zwischen den grauen Rudistenkalken und diesen Mergeln liegen öfter Konglomerate,

die voll von abgerollten Versteinerungen sind. Die Mergel sind versteinungsleer. Man könnte sie mit der Scaglia der Südalpen vergleichen.

4. Das Jungtertiär.

In dem von uns nicht begangenen kroatischen Teile des Uskokengebirges hat Gorjanović-Kramberger das Jungtertiär reich gegliedert. Er unterscheidet:

a) Das mediterrane Miocän ist hauptsächlich durch die ufernahen Gebilde des Leithakalkes (zähe, meist weiße Kalke mit Lithothamnien, Konglomerate mit ebensolchen) vertreten. Der Leithakalk ist reich an Versteinerungen. Über ihm liegen als Ablagerungen aus etwas größerer Meerestiefe gelbe kalkige Sandsteine. Gorjanović-Kramberger glaubt sie den Grunder Schichten gleichstellen zu sollen. Über diesen Sandsteinen treten kalkige Mergel mit Bivalven (*Lucina*, *Ostrea*) auf. Daß die Parallele der gelben Kalksandsteine mit den Grunder Schichten nicht ohne Vorbehalt möglich ist, geht aus Gorjanović-Kramberger's Angabe hervor (Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1896, p. 142), daß bei Samobor unter dem Leithakalk helle gelbe, kalkige Mergel, bituminöse Schiefer und graue Tegel mit der typischen Grunder Fauna (mit *Perairea Gervaisii*) liegen. Die Kalksandsteine können nur Grunder Schichten sein, wenn man auch die Leithakalke in dieses Niveau stellt.

b) Am Südostrand des Uskokengebirges sind sarmatische Schichten sehr gut vertreten durch mergelige Kalke, gelbe Kalkmergel, Konglomerate, gelbe Sande, Sandsteine, Kiesel-schiefer.

c) Ferner sind präpontische Schichten mit *Planorbis* und *Limnaeus* vorhanden.

d) Die Congerienschichten sind als hellgraue Mergel und Sande mit *Congerina croatica* und *Cardium* entwickelt. Der Congeriensand geht in Belvederesand und Schotter über; im Sand sind limonitische Konkretionen ziemlich häufig.

In der von Jungtertiär umrahmten Bucht von Landstraß sind die Schichten in mehrere Gruppen zu bringen. Es treten,

wenn wir uns vom rein petrographischen Gesichtspunkt leiten lassen, lose sandige oder feste Tegel, kompakte Kalksandsteine und harte Kalke auf. Die Tegel sind bläulich oder gelblichgrau, zum Teil sehr stark sandig. Die Tegel sind nicht nur auf die Grunder Schichten von St. Bartelmae beschränkt, sondern treten auch als Lagen im Leithakalksandstein auf.

In unserem Gebiete herrschen unbedingt die mediterranen Sedimente vor. Höhere Schichtglieder des Jungtertiärs sind nur mehr sporadisch vertreten. Wir erwähnen da die sarmatischen Schichten von Weißkirchen, die nur einen kleinen Denudationsrest einer ehemals viel größeren Verbreitung darstellen; sie zeigen, daß das sarmatische Meer bis in die innerste Bucht von Landstraß herein gereicht hat. Wir führen weiters an die pontischen Bildungen der Umgebung von Arch; auch sie sind nur mehr in ganz winzigen Resten vorhanden. Zwischen diesen pontischen Schichten und den sie unterlagernden mediterranen Kalksandsteinen fehlen die sarmatischen Schichten. Das kann entweder erklärt werden dadurch, daß die sarmatischen Schichten dort nicht zur Ablagerung kamen (die pontischen Schichten liegen um 30 *m* höher als das Sarmatische von Weißkirchen); oder man kann annehmen, daß das Sarmatische zwar abgelagert wurde, aber durch eine Erosionsepoche (vorpontische Erosion) wieder beseitigt wurde. Wir fanden keinen Anhaltspunkt zur Entscheidung für eine der beiden Möglichkeiten. Von verschiedenen Stellen haben wir Belvedere schotter angeführt.

Das mediterrane Miocän zeigt in der gesamte Bucht von Landstraß eine vollständige Unabhängigkeit vom Bau des Mesozoikums. Das Mesozoikum war bereits aufgerichtet, das Gebirge war in seinem Bau vollständig fertig, als die Sedimentation des Miocäns begann. Daher ist das Miocän — im Vergleich mit dem Mesozoikum — nur ganz unbedeutend gestört; es ist im wesentlichen nur mehr schief gestellt.

Das mediterrane Miocän ist so wie die höheren Stufen am Rande des Gebirges verbreitet. Wo es in dasselbe

eindringt, geschieht dies in Buchten, die bereits vor der Ingression des Miocänmeeres fertig gewesen sein müssen. Wir kommen daher zur Vorstellung einer bedeutenden Ausräumung des mesozoischen Gebirges vor der Ablagerung des Jungtertiärs. Die Hauptverbreitung des Jungtertiärs muß unter der von Gurk- und Saveschottern erfüllten Ebene von Landstraß liegen.

Wenn wir die Tertiärbucht von St. Bartelmae dem Miocän des restlichen Randes des Uskokengebirges gegenüberstellen, so erkennen wir zwei faziell sehr verschiedene Bildungen; es stehen sich gegenüber die Tegel der Grunder Schichten im erstgenannten, die Kalksandsteine im letztgenannten Gebiete. Wir erörtern nun die Beziehungen dieser beiden Bildungen zueinander.

Bei Pletterje liegt über der Hauptmasse der Tegel eine Wechsellagerung von Tegeln und Kalksandsteinen. Wir können, da weitere Hangendschichten fehlen, nicht feststellen, ob es sich um einen Übergang in die vielleicht hangenden Kalksandsteine oder um rasche Schwankungen der Sedi-mentationsbedingungen in nächster Nähe des Ufers handelt.

Ebenso fraglich ist die Stellung der Kalksandsteine des Westrandes der Ebene zu den Grunder Schichten von St. Bartelmae, denn es liegt ein breites Tal zwischen den beiden und es sind daher zwischen den beiden Komplexen keine direkten Lagerungsbeziehungen aufzufinden.

Sicher sind die Tegel von St. Bartelmae echte Grunder Schichten. Es ist eine offene Frage, ob diese Grunder Schichten eine geringere horizontale Verbreitung als der Kalksandstein haben und ob der Kalksandstein in toto als ein weiter ausgreifendes Äquivalent der Leithakalkstufe anzusehen ist.

Das Vorkommen von *Cardium plicatum* bei Landstraß in den höchsten Lagen des Kalksandsteinkomplexes deutet darauf hin, daß diese Lagen dem Sarmatischen sehr nahe liegen.

Die unter diesen Kalksandsteinen der Steingrube bei Landstraß liegenden Turritellenschichten und die Austernbank würde man unbedenklich den Grunder Schichten

parallelisieren, wenn sie nicht von Kalksandsteinen unterlagert würden. Dort gibt es also zwei Niveaus von Kalksandstein, von welchen das untere zum Teil durch Schichten vertreten wird, welche man sonst unbedenklich als Grunder Schichten ansprechen würde.

Im Gebiet von Heiligenkreuz--Puschendorf gibt es reichlich Kalksandsteine, welche mit sandigen Tegeln (= Stein-grube)¹ wechsellagern. An verschiedenen Stellen schwellen diese Tegel zu einer so bedeutenden Mächtigkeit und Verbreitung an, daß sie auf einer Detailkarte sehr wohl eigens ausgeschieden werden könnten; sie sehen den Grunder Schichten sehr ähnlich. In diesem Gebiete ist die Transgression des Miocäns über das triadische Grundgebirge am besten aufgeschlossen.

Das Miocän von Malenze—Merzlalavas—Munkendorf besteht aus Kalksandstein mit einzelnen Tegellagen. Sicher liegen unter diesen Schichten am Kontakt mit der Trias an der Strecke Merzlalavas—Malenze keine den Grunder Schichten vergleichbaren Straten.

Kalksandsteine mit sandigen Tegellagen beherrschen das Gebiet zwischen St. Margaréthen und St. Kanzian. Dasselbst beobachtet man bei Winze blaue Tegel über den Kalksandsteinen; diese sind wohl nichts anderes als eine solche Tegellage von bedeutenderer Mächtigkeit. Unter den Kalksandsteinen liegt Tegel mit Turritellen. Wenn wir dieses Profil mit jenem von der Radula nach St. Margarethen kombinieren, dann ergibt sich eine Mächtigkeitsabnahme der Kalksandsteine gegen Westen zwischen zwei Niveaus von Tegeln.

Wir kommen somit zur Vorstellung, daß den Grunder Schichten von St. Bartelmae und St. Margarethen wenigstens der untere Teil des Kalksandsteins altersgleich und mit ihm durch faziellen Übergang verbunden ist. Wir können daher die Begriffe Grunder Schichten und Leithakalkstufe hier zum Teil nur im faziellen Sinne auffassen. Ob der höhere Teil der Kalksandsteine etwa wirklich eine Leithakalkstufe darstellt, können wir nicht entscheiden. Auch bei detaillierten,

¹ Solche Tegel erwähnt Tornquist aus dem östlichen Uskokengebirge von vielen Stellen.

nur diese Frage erörternden Untersuchungen dürfte die Abtrennung jener Gruppe, die den Grunder Schichten äquivalent ist, von den Leithakalken wenigstens sehr schwer sein.

In der »Leithakalkstufe« konnten wir eine Reihe von verschiedenen Gesteinen unterscheiden. Vorwiegend treten Kalksandsteine von gelber Farbe auf. Daneben sahen wir echte Lithothamnienkalke, konglomeratische Kalke mit Lithothamnien, Foraminiferenkalke.

Wie der fossile Inhalt des Miocäns der Bucht von Landstraß zeigt, treten dort nur Schichten der II. Mediterranstufe auf. Die I. Mediterranstufe, die in Untersteiermark so weit verbreitet ist, fehlt vollständig, ebenso die Sotzka-schichten.

5. Das Quartär.

In dem Gebiete des Uskokengebirges und der Gurkfelder Berge sind in oft großer Ausbreitung auf den Kalken rote Lehme zu sehen. Sie sind ein Produkt der Verwitterung, das wohl nicht nur dem Quartär angehört.

In weiter Verbreitung treten rötliche oder rotgelbe ungeschichtete Lehme mit Kleinschotterlagen auf; die Lehme führen Limonitkugeln. Bei Pirotschitz erreichen sie 200 *m* Höhe (dort haben sie scheinbar Belvedereschotter aufgearbeitet). Zwischen Zirkle und Mraschau bilden sie den Hügelkamm der P. 196, 198 und 201. Bei Heiligenkreuz liegen sie auf Belvedereschottern. Westlich von Landstraß haben sie eine große Verbreitung und erreichen 280 *m* Höhe. Bei Jermanverch (in der Nähe von St. Kanzian) liegen sie an der Straße SSW von P. 318 in 275 *m* Höhe (Lehme mit Quarz-Kleinschottern). Wir schließen uns der Auffassung Lipold's (l. c., p. 246) an, der in diesen Bildungen Absätze aus Wasser sieht. Die Ebene von Landstraß selbst ist von Schottern der Gurk und Savegebilden, von welchen die letzteren terrassiert sind, gebildet.

VI. Allgemeine tektonische Ergebnisse.

Die tektonische Stellung des Uskokengebirges ist lange Zeit unsicher gewesen. Lipold und Stache haben es

zum Savesystem, Stur zum Kärstsystem gestellt. Wir erkennen mit Gorjanović-Kramberger, daß es zum Gebiete des dinarischen Streichens gehört und behalten uns vor, in den folgenden Zeilen auf Beziehungen zu den Ostausläufern der Alpen, zum Savesystem, zurückzukommen.

Im großen ganzen streicht das Mesozoikum des Uskokengebirges in NW—SO, gehört also dem Faltensystem des Karstes an. Dabei muß man allerdings von jenen kleineren Gebieten absehen, in denen das Streichen von der dinarischen Richtung abweicht; denn es gibt im Uskokengebirge einzelne Teile, welche O—W, ja sogar solche, welche NO—SW streichen; so beobachtet man bei Gornjavas (am Plateau des Gebirges) NO—SW-Streichen, was parallel mit dem Agramer Gebirge und dem Gebirgsrand von Jaska verläuft. So erscheint uns das Uskokengebirge als ein Gebiet der Interferenz des Streichens, in dem sich noch das alpine O—W-Streichen und dessen Beugung gegen ONO bemerkbar macht.

Das Uskokengebirge läßt folgende tektonische Gliederung erkennen:

a) Die Triasmasse der Abatova und Blaževa gora hat sicher eine eigene Tektonik, die wohl von Brüchen beherrscht ist. Leider macht die Gleichartigkeit des Materials und die überaus dichte Vegetation die Erkenntnis einer Tektonik unmöglich. Im Streichen ist keine Gesetzmäßigkeit vorhanden, die verschiedensten Richtungen wechseln, ohne daß man ein System erkennen könnte.

b) Bei Landstraß sind dem erörterten Teile mehrere Schollen vorgelagert. In direktem Zusammenhang mit der Abatova gora steht das Trias-Kreideprofil von Groß-Ban, d. i. also die Westhälfte des Gebirgsvorsprunges zwischen St. Bartelmae und Landstraß. Diese Scholle zeigt ein zwischen W—O und NO—SW schwankendes Streichen.

Die östliche Hälfte des erwähnten Gebirgsvorsprunges ist durch einen Bruch von der anderen getrennt, der vielleicht in der Abatova gora seine Fortsetzung hat. Die östliche Scholle streicht NW—SO und zerfällt durch einen beiläufig senkrecht auf das Streichen verlaufenden Bruch in zwei

Teile. Es tritt uns da eine schollige Zertrümmerung des Gebirgsvorsprunges entgegen.

Südöstlich von Landstraß liegt ebenfalls ein Schollenland, das durch Brüche zerstückelt ist. Ein NO—SW streichender Bruch trennt den von Nußdorf gegen NO streichenden Rücken von der Hauptmasse der Trias ab. Wir erwähnen ferner noch die Einschaltungen von Hornsteinkalken in die massigen Triaskalke und Dolomite, die als Einfaltungen oder Einklemmungen an Brüchen zu erklären sind; sie streichen O—W. Auch in der Synklinale des P. 358 herrscht dasselbe Streichen, ebenso in der Kreide von St. Mohor. Dieses Streichen geht parallel dem Nordabbruch des Uskokengebirges.

c) Die Trias des Gebirges taucht unter die Kreidesynklinale von Scherendorf hinab, welche im großen ganzen dinarisch streicht. Die Kreidezone teilt sich gegen den Rand des Gebirges hin, indem der eine Arm in dinarischer Richtung über Slivie, der andere in O—W-Streichen einschwenkend gegen Jablanitzza hinzieht. Getrennt werden die beiden Arme durch das Triasfaltensystem, das im Sušicatal unter P. 328 ansetzt. Die Kreide ist energisch gefaltet.

Der Westrand der Kreidesynklinale und beide Ränder der Teilsynklinale von St. Mohor sind Auflagerungsränder. Im Gegensatz dazu ist der Ostrand fast überall ein anomaler Kontakt; das ist sicher der Fall auf der Strecke vom Sušicatal nach Pruschendorf; besonders klar ist dies im Gebiete des P. 507. Südlich von Pruschendorf biegt die Grenze gegen Süden; da ist es nicht sicher, daß eine Störung an der Grenze der Kreide vorliegt. Wohl aber ist das der Fall auf der Strecke Veršak—P. 740.

Schon aus der Richtung und dem Verlauf der Grenze ist es klar, daß der Ostrand der Kreide keine einheitlich entwickelte Störung darstellt.

Die Kreidesynklinale wird durch den gefalteten Keil von Hornsteinschichten der Trias im Gebiete von Osredak geteilt. Dadurch entsteht eine schmale, eng zusammengepreßte Synklinale, die über den P. 740 zieht.

Westlich davon liegt die große Masse der Kreide auf dem Plateau des Uskokegebirges. Bei ziemlich starker Kleinfaltung stellt diese doch eine im großen ganzen horizontale Ausbreitung der Kreide vor. Die Auflagerung auf die Trias und das Transgressionsverhältnis sind wohl zu sehen. Störungen an der Grenze von Trias und Kreide sind am Plateau selten und unbedeutend. Meist liegt diese Kreide auf Kalken und Dolomiten der Trias. Das Einschwenken der Kreide des Plateaus in jene der Synklinale entspricht einem N- bis NO-Streichen.

d) Östlich der Kreidesynklinale folgt die aus massigem Kalk und Dolomit bestehende Trias der Ravnina. Sie schneidet von Pruschendorf an gegen Norden an der Kreide ab und keilt somit tektonisch aus. Sie ist die Unterlage des nächstfolgenden tektonischen Elementes.

e) Die Zone von Stojdraga hat bei Stojdraga selbst noch den Charakter einer Synklinale. Gegen N erweitert sie sich trompetenförmig, wobei der östliche Teil NO-Streichen, der westliche Teil W—O-Streichen aufweist. Dabei löst sich die in der Höhe des Gebirges noch recht einfach gebaute Synklinale in ein Gewirre von Falten auf, das wohl kaum zu enträtseln sein dürfte. Aus dieser Masse von Hornsteintrias taucht der zum Teil von Störung begrenzte massige Triaskalk von Piroshitz auf, der im ganzen wohl die Stellung einer antiktinalen Aufwölbung hat.

Die Zone von Stojdraga sowie die Kreidesynklinale zeigen die deutliche Tendenz, die Achse der Falten gegen Norden zu senken.

Das gesamte Mesozoikum bricht an der schnurgeraden Linie Malenze—Unter-Piroshitz—Heiligenkreuz—Landstraß—Ladendorf ab. An dieser Linie liegen die Thermen von Pruschendorf und Landstraß. In der Verlängerung der Linie liegen die beiden Thermen von Tschatesch und die Thermen von Töplitz bei Rudolfswert.

Wir geben nun eine Übersicht der Störungen des Uskokegebirges:

In nordöstlicher Richtung verlaufen die Störungen von Scherendorf (p. 14), der Bruch von Saworst (p. 45) und der Bruch von Nußdorf (p. 33). Alle diese tektonischen Linien oder deren nicht beobachtbare, nur theoretisch zu erschließende Fortsetzungen treten schief an den Gebirgsrand heran.

In O—W-Richtung verlaufen die Hornsteinkalkzüge südöstlich von Landstraß, die doch wohl Störungszonen markieren. In ihnen zeigt sich das zwischen Landstraß und Schuttna erfolgende Einschwenken in das O—W-Streichen am schärfsten ausgedrückt.

In rein dinarischer NW—SO-Richtung streichen der Bruch, der den Gebirgsvorsprung zwischen Landstraß und St. Bartelmae in zwei Schollen zerlegt, die Brüche an der Kreidegrenze zwischen Sliwie und Pruschendorf und zwischen Veršak und P. 740, ferner der Bruch des Slednikgrabens. Der letztgenannte ist sicher jünger, denn er ist der einzige, welcher noch das Miocän im Uskokengebirge betroffen hat.¹ Aber auch der eben erwähnte dinarische Bruch Landstraß und St. Bartelmae ist jung; denn seine direkte Fortsetzung verstellt bei St. Kanzian das Miocän gegen die Trias. Dieser Bruch scheint das gesamte Uskokengebirge zu durchsetzen; denn in der Fortsetzung der Linie liegt jene von Gorjanović-Kramberger nordwestlich von Krašić nachgewiesene Störung, welche Untertrias und Kreide nebeneinander bringt. Auf den beigegebenen Kartenskizzen (Fig. 8, Taf. I) ist die Fortsetzung dieses Bruches im Gebirge selbst nicht ausgezogen, da wir sie im Gebiete des Plateaus nicht nachweisen konnten. In rein dinarischer Richtung streicht auch der Bruch bei Malenze, welcher dort das Miocän gegen die Trias verstellt,

¹ Wir lassen hier, da es sich um den Rand des von Tornquist studierten Gebietes handelt, den Bruch von Malenze ganz außer acht. Daß er jung ist, geht ja aus den verstellten Schichten (Kalksandstein des Miocäns) hervor. Es möge nur noch eine interessante Sache erwähnt werden: Tornquist hat auseinandergesetzt, daß an der ebenfalls dinarisch streichenden Störung von Prilipe noch Belvedereschotter verstellt worden sind. Das stimmt zu unseren Beobachtungen im Gebiete südlich von Zirkle in vorzüglicher Weise.

der sich aber in seiner südöstlichen Fortsetzung von der Miocän-Triasgrenze entfernt und ganz in das Miocän ein-dringt.

Das Uskokengebirge ist ein dinarisch gefalteter Gebirgs-stock. In dem von uns studierten Gebiete ist es nicht möglich, zu erkennen, ob die Faltung gegen NO oder SW ge-richtet war.

Gorjanović-Kramberger sagt, daß im Uskokengebirge zwei Faltungsrichtungen, nämlich Falten in NW—SO und NO—SW zu erkennen seien. Die letztere Richtung ist in Krain nur angedeutet. Ganz richtig haben Stur und Gor-janović-Kramberger hervorgehoben, daß der Gesamtumriß des Gebirges durch diese Richtungen bestimmt ist. Auch Bäche und Täler (Bregana, Kulpa) haben sich diesen Richtungen angepaßt. Die SW—NO-Richtung ist die Faltungsrichtung des Agramer Gebirges.

Es ist, wenn man die Tektonik des Mesozoikums betrachtet und dazu die Stellung des Jungtertiärs ins Auge faßt, klar, daß die dinarisch streichende Tektonik des Meso-zoikums der alte, ursprüngliche Bau ist, der durch darauf-folgende tektonische Vorgänge modifiziert ist. Es folgte dann (p. 117) der Einbruch der Bucht von Landstraß und damit die Herausbildung eines Bruchsystems, das sich in dem alpinen O—W-Streichen bewegt; dieses System hat dieselbe Richtung wie jene Senkungen, welche, zeitlich vorhergehend, das untersteirische Gebiet den Meeren des Oberoligocäns und der älteren Mediterranzeit geöffnet haben. Die Herausbildung der NO bis ONO streichenden Tektonik des östlichen Teiles des Uskokengebirges und des Agramer Gebirges erfolgte gleichzeitig mit der Störung des Miocäns der Landstraßer Bucht (p. 120) in einem tektonischen Vorgang, der von dem alpinen Streichen nur wenig abweicht. Und darauf trat nach Ablagerung der Belvedereschotter neuerlich eine Störung in dinarischer Richtung, die Entstehung der Brüche, ein.

Wir heben schließlich noch hervor, daß die Faltung der Kreide infolge des leichter beweglichen Materials schärfer ist als die der Trias, soweit nicht die Hornsteintrias in Betracht kommt.

Das Gebirge westlich von Gurkfeld ist zum größten Teile von dinarischem Streichen beherrscht. Nur in der nördlichen Zone stellt sich das alpine O—W-Streichen ein. Wir haben bereits eingehend dargestellt, wie in diesem Gebiete geradezu ein Kampf der beiden Streichrichtungen stattfindet. Das Bergland von Gurkfeld setzt sich in der Orlica fort, die ein gegen ONO abgelenktes alpines Streichen hat. Im Übergangsgebiet (nordwestlich von Gurkfeld) tritt Schuppung und Ausbreitung der Hornsteinkalkzone ein; die Schuppen sind gegen O oder NO gerichtet.

Wir können das Gebirge von Gurkfeld in Zonen gliedern und unterscheiden: Die Dolomite und Kalke von Gurkfeld—Reichenburg, die Zone der Gurkfelder und Großdorner Schichten von Großdorn—Haselbach, die massigen Triaskalke und Dolomite von Arch—Wutschka, die Hornsteinkalkzone von St. Kanzian, die Triaskalke des Vini vrh.

Das führt uns zur Feststellung der Äquivalenz des Nord- und Südrandes der Landstraßer Bucht. Es entsprechen einander

die Zone von Stojdraga — die Zone von Haselbach—Großdorn;

die Trias von Osterz und Ravnina — die Entwicklung der Kalke und Dolomite zwischen Arch und Wutschka;¹

die Hornsteinkalke von St. Kanzian — die Hornsteinkalke von Saworst.

Die Kreide hat kein Äquivalent auf der Nordseite der Bucht von Landstraß.

Wir heben, die Verhältnisse an der Abzweigung des dinarischen vom alpinen Streichen zusammenfassend, die Bedeutung der Antiklinale von Littai besonders hervor. Sie ist, der »Flucht der Erscheinungen« südlich von ihr, dem Schwanken des Streichens gegenüber, der ruhende Pol; sie zeigt reinstes alpines O—W-Streichen.

¹ Zwischen Arch und Wutschka beobachtet man meist W-Fallen von massigen Kalken und Dolomiten. Die dadurch vorgetäuschte Mächtigkeit kann nur eine scheinbare sein; sie muß durch Brüche bedingt werden.

Kossmat¹ hat hervorgehoben, daß sich über ihr in völlig normalem Verlande die permotriadische Folge des Unterkrainger Karstes aufbaut. Wie das Abschwenken der dinarischen Züge geschieht, haben wir für ein kleines Gebiet bereits gezeigt. Die, der Littaier Antiklinale benachbarte Trias streicht alpin und es findet dann die Ablösung des dinarischen Streichens statt; das geschieht gewiß mit Störungen, in welche das mit dichtester Vegetation bedeckte Gebiet keinen guten Einblick gibt. Es ist aber das Grenzgebiet durch ein unablässiges Schwanken des Streichens, das von der normalen Richtung bis zu N—S-Streichen abweicht, ausgezeichnet.

Damit steht auch das löffelartige Ausheben der Schuppen bei Gurkfeld (p. 65) und das dortige N—S-Streichen in Verbindung. Dieses hat sein Äquivalent in der trompetenartigen Erweiterung der Zone von Stojdraga, deren mittlerer Teil auch von N—S streichenden Falten gebildet wird.

Der direkte Zusammenhang zwischen den beiden Gebieten ist durch die Landstraßer Ebene unterbrochen. Im Meridian von Zirkle aber ist die Sonderung des alpinen und dinarischen Streichens bereits eine reinliche Trennung geworden. Zwischen dem alpinen Zug der Orlica und dem dinarischen Uskokengebirge liegt Tertiärland und die von ganz jungen Bildungen erfüllte Saveebene. Wir vermuten, daß hier die Trennung der beiden Streichrichtungen durch die Agramer Masse hervorgebracht wird, welche mit ihren älteren Gesteinen noch im Hügel von Marija Gorica einen Rest eines gegen Westen zeigenden Keiles zwischen die mesozoischen Gebirge hineintreibt. Den die freie Entwicklung der Falten hemmenden Einfluß der Agramer Masse, die wir mit

¹ Mitteilungen der Wiener geol. Gesellschaft, VI, 1913, p. 69. Bezüglich des Streichens der Littaier Antiklinale sei hervorgehoben, daß ihr nicht ganz eine Beeinflussung im dinarischen Sinne fehlt. Denn im Gebiete von Maria-tal, wo die Carbonantiklinale von Trias überstiegen wird, ist eine solche vorhanden. Es ist da, wo die Trias des Nordflügels der Antiklinale mit jener des Südflügels direkt verbunden ist, nicht nur eine einfache Senkung des Carbons im Streichen vorhanden, sondern die eine Grenze der Trias streicht auf der Strecke Radombach—St. Lorenzen—St. Georgen im dinarischen Sinne; und auch die permische Auflagerung der Antiklinale zeigt an dieser Linie dasselbe Streichen.

C. Diener und F. Kossmat für nahe verwandt mit der ostalpinen Zentralzone und für ein neuerliches Auftauchen derselben halten, erkennen wir in dem vom alpinen Streichen gegen ONO abweichenden Zug der Orlica. Wir vermuten, daß das Agramer Gebirge einst bis etwa in den Meridian von Rann—Zirkle gereicht hat und dort stumpf bogenförmig geendet hat. Dann ergeben sich folgende Konsequenzen:

a) Um dieses Ende der Agramer Masse schlingt sich die Trias herum; sie geht vom dinarischen Streichen im Uskokengebirge (Gebiet von Stojdraga) über in das N—S-Streichen, wie es uns im Uskokengebirge zwischen Malenze und Pirotschitz und in der Umgebung von Gurkfeld klar entgegentritt. Das Streichen beugt sich, dann aus der N—S-Richtung noch im Uskokengebirge gegen NNO über.

b) In der Fortsetzung dieses Bogens liegt der ONO streichende Kamm der Orlica, der schon nördlich des ehemaligen Umrisses der Agramer Masse liegt.

c) In der Richtung gegen das einstige stumpfe Ende der Masse sind die Schuppen von Gurkfeld gerichtet.

d) Auf dieses Ende der Masse sind die starken Schwankungen im Streichen zurückzuführen.

e) Die trompetenförmige Erweiterung der Zone von Stojdraga ist nichts anderes als das Herumschlingen der Hornsteintrias um den ehemaligen Umriß des Agramer Gebirges.

Bezüglich der Stellung des Jungtertiärs zum Mesozoikum des Uskokengebirges können wir nur die Erkenntnis Stache's (l. c., p. 387 ff.) bekräftigen, daß das Tertiär über das bereits gestörte Mesozoikum transgredierte. Die Gesamttektonik des Mesozoikums war fertig, als das Miocänmeer von Osten her eindrang. Auch der Einbruch der Bucht von Landstraß (p. 117) muß in seinen Hauptzügen fertig gewesen sein, als die Ingression erfolgte.

Die Tektonik des Jungtertiärs ist ungemein einfach. Im wesentlichen ist es eine Schiefstellung, welche ganz unabhängig von der Aufrichtung und der Störungsart des Mesozoikums ist. Diese leichte Aufrichtung des Tertiärs erfolgte in ganz benachbarten Gebieten oft nach verschiedener

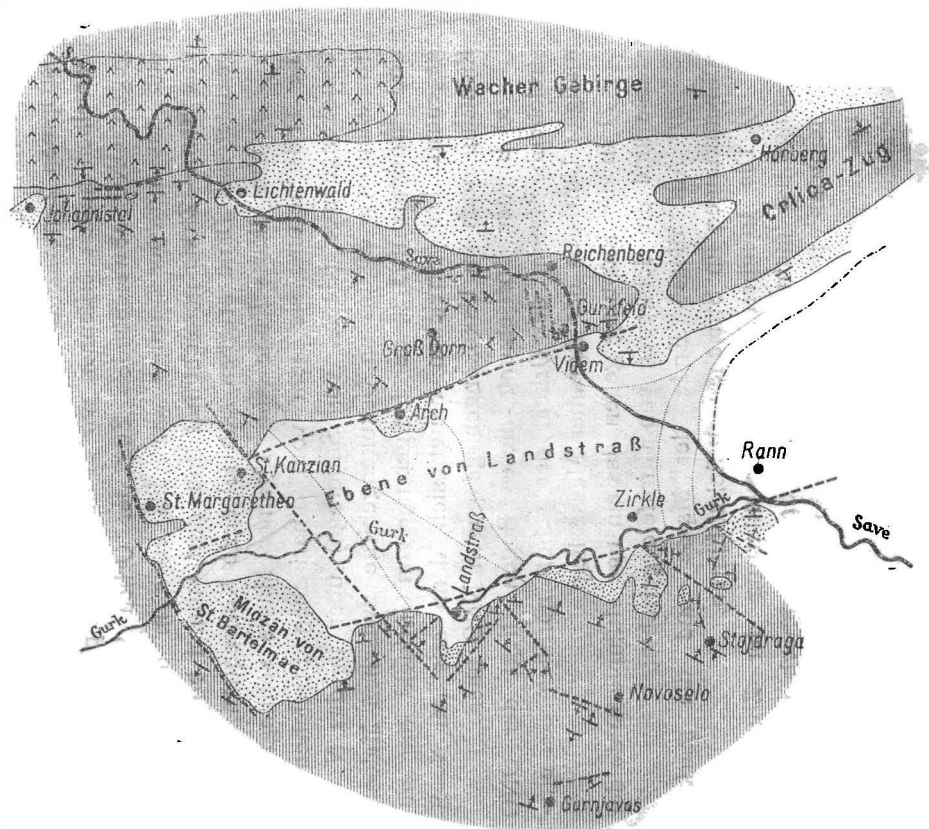









Fig. 8, Übersichtskarte der Tektonik der Landstraßer Bucht.

-  Littauer Antiklinale.
-  Trias und Kreide.
-  Miozän; zwischen Lichtenwald und Hörberg auch pontische Schichten.
-  Brüche, Schuppen.
-  Ehemaliger Umriß der Agramer Masse.
-  Verbindung von Streichrichtungen.
-  Streichen und Fallen.

Richtung (z. B. Streichen des Miocäns bei Slinowitz und Heiligenkreuz, bei Nußdorf und Gritsch).

In dem Gebiet von Heiligenkreuz—Puschendorf—Iswir dringt das Miocän tiefer in das Uskokegebirge ein. Aber das Streichen des schief gestellten Miocäns und des Mesozoikums stimmt nur für die Strecke Heiligenkreuz—Schuttna überein; von da an weichen die beiden Richtungen immer mehr voneinander ab, so daß bei Iswir die Differenz 90° beträgt.

Eine kräftige Störung erlitt das Miocän im Slednikgraben, wo es an einem Bruch gegen die Trias verstellt ist.

Gegen Osten zu wird die Aufrichtung des Miocäns etwas intensiver und es erreichen die miocänen Sedimente größere Höhen (Iswir etc.). Aber erst östlich der Linie Malenze—Merzlalavas ist das Miocän gefaltet.

Wir heben als besonders bemerkenswert hervor, daß der Bruch von Malenze—Merzlalavas zwei Teile des Uskokegebirges trennt, welche sich bezüglich der Tektonik des Miocäns sehr verschieden verhalten. Östlich vom Bruch herrscht scharfe Faltung des mediterranen Miocäns, westlich davon, d. i. in dem von uns studierten Gebiet, ist das Miocän nur mehr oder weniger schief gestellt. Der erwähnte Bruch wird so zu einer Strukturlinie erster Ordnung.

Dem nördlichen Uskokegebirge fehlen sarmatische und pontische Schichten. Belvedereschotter sind an wenigen Stellen vorhanden, sie scheinen einer vordiluvialen Ausräumung und der diluvialen Aufarbeitung (p. 102) zum Opfer gefallen zu sein. Die Einheitlichkeit eines oder mehrerer Schotterniveaus ist nicht zu erkennen. Hervorzuheben wäre nur als besonders wichtig, daß die Schotter von Stojanskiw^{erh} wahrscheinlich schief gestellt sind.

Das Miocän des Uskokegebirges steht zum Mesozoikum in einem reinen Transgressionsverband. An keiner Stelle konnte mit absoluter Sicherheit ein Bruch zwischen Tertiär und Trias erkannt werden; sehr wahrscheinlich ist ein solcher nur im Profil von Gritsch. Das ist aber geradezu eine Ausnahme, denn an sehr zahlreichen Stellen konnte

der wohl aufgeschlossene Transgressionsverband beobachtet werden.

Dort, wo das Miocän vom Rande des Gebirges gegen Süden vorspringt, geschieht das in Buchten. Diese Buchten müssen schon vor der Ingression des Miocäns fertig gewesen sein. Die einzige Veränderung, die sie nach der Zeit, da sie als Meerbusen des Miocäns funktioniert haben, erlitten, ist, daß sie und mit ihnen das gesamte Gebirge schief gestellt wurden.

Dasselbe, was über das Miocän am Rande des Uskokengebirges gesagt wurde, gilt auch für den Nordrand der Ebene von Landstraß. Dort nimmt das Miocän dieselbe Stellung ein. Auch da ist die Beziehung des Miocäns zum Mesozoikum die eines transgredierenden Sedimentes. Doch kommen da Brüche hinzu. Bei Arch ist eine solche Störung wahrscheinlich. Von St. Kanzian wurde ein in dinarischer Richtung streichender Bruch von uns beschrieben.

Am Westrand der Bucht von Landstraß konnte ein Bruch zwischen dem Mesozoikum und dem Miocän von uns zum Teil nachgewiesen (St. Margarethen), zum Teil in den Bereich der Wahrscheinlichkeit (südlich der Gurk) gebracht werden. Zu erwähnen ist noch die starke Aufrichtung des Miocäns in der Nordwestecke der Bucht von Landstraß, wo der Kalksandstein in der erst am Ausgang der Bucht (bei Tschatesch) fast erreichten Höhe von 390 m angetroffen wird.

Was nun die Beziehungen der einzelnen Stufen des Jungtertiärs zueinander in tektonischer Hinsicht betrifft, wäre zu betonen, daß die Grunder Schichten, die »Leithakalkstufe« und die sarmatischen Schichten sich als ein Komplex verhalten. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die pontischen Schichten weniger stark gestört sind als das Miocän, daß zwischen beiden eine Phase schwacher tektonischer Kraftäußerung lag. Das würde A. Winkler's vorpontischer Faltung entsprechen.¹ Die Belvedereschotter liegen über dem vorher gestörten Miocän.

¹ Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1913, p. 318.

Wir heben schließlich noch hervor, daß auch das Diluvium an einer Stelle (p. 73) sehr schwach schief gestellt ist.

Aus der Gesamtheit der früher beschriebenen Verhältnisse ergibt sich, daß — abgesehen von der besonders kräftigen Aufrichtung des Miocäns zwischen St. Kanzian und Weißkirchen — die Störung des Jungtertiärs von West nach Ost zunimmt. Am Südrand der Gurkfelder Berge bis zur Orlica ist diese Zunahme eine gleichmäßige und allmähliche. Am Nordrand des Uskokengebirges nimmt die Aufrichtung bis zum Slednikgraben gleichmäßig zu. Östlich der Linie Malenze—Merzlalavas aber setzt plötzlich die Faltung des Miocäns ein.

Wir wenden uns nun der Erörterung der tektonischen Stellung der Bucht von Landstraß zu, deren viereckiger, von Jungtertiär umsäumter Umriß ein auffallendes Merkmal des Kartenbildes darstellt. Wir stellen fest:

1. Die Trias-Kreidefalten des Uskokengebirges brechen am Südrand der Ebene an einer scharf markierten, schnurgeraden Linie ab. Diese Linie ist durch Thermen markiert. Wir nennen sie daher die Landstraßer Thermenlinie.¹ Sie ist in jeder Beziehung ein Äquivalent zu E. Suess' Thermenlinie in Niederösterreich. Zur Landstraßer Thermenlinie senken sich die Faltenachsen des Uskokengebirges. Das kann erklärt werden durch eine Aufwölbung des Uskokengebirges, die eine ONO—WSW verlaufende, mit dem Plateau des Gebirges zusammenfallende Achse hat, oder durch eine Absenkung der nördlichen Teile des Gebirges gegen die Ebene.

¹ Wir verweisen darauf, daß die Landstraßer Thermenlinie der von Gorjanović-Kramberger aufgestellten Thermallinie von Smrdeče—Krapinske—Sutinske toplice parallel geht.

Wir heben dazu noch hervor die Parallelität der Landstraßer Thermenlinie mit der Linie, welche den Südostabbruch des Uskokengebirges und des Agramer Gebirges so scharf hervortreten läßt; ferner betonen wir, daß der Nordostrand des Uskokengebirges, ferner die dinarischen Brüche des Uskokengebirges und die große Spalte von Planina, von der die Agramer Erdbeben ausgehen, untereinander parallel sind.

Es läßt sich da die gesetzmäßige Anlage der Tektonik in diesen Ausläufern der Alpen erkennen.

2. Auch das Miocän endet an der Landstraßer Thermenlinie. Diese schneidet das aufgerichtete Tertiär schief ab (Sliwie, Heiligenkreuz). Südlich der Linie transgrediert das Miocän in Buchten des älteren Gebirges.

3. Am Nordrand der Ebene von Landstraß endet das Mesozoikum auf der Strecke St. Kanzian—Arch—Haselbach, also auch an einer geraden Linie, wir nennen sie die Linie von Arch. Das Miocän transgrediert über diesen Rand. Dem Rand parallel gehen Störungen, welche das Miocän verstellen; hier ist der Bruch von Arch und jener zwischen Vini vrh und Weißkirchen zu nennen.

4. In der Miocänbucht von St. Kanzian—St. Margarethen ist das Miocän durch dinarisch streichende Brüche vom Mesozoikum getrennt.

5. Auch am Westrand ist das Miocän durch einen Bruch vom Mesozoikum getrennt.

Wir stellen daher fest: Die Bucht von Landstraß ist ein Senkungsfeld im Gebirge. Die Senkung eröffnete dem miocänen Meer den Eintritt, die Möglichkeit der Ingression. Daher ist die erste Anlage des Senkungsfeldes vor dem Eintritt des Miocänmeeres erfolgt. Nach Ablagerung der Serie von den Grunder Schichten bis zu den Belvedereschottern (einschließlich) erfolgte eine zweite Senkung an den oben angeführten Bruchlinien; diese Senkung schneidet das Miocän gegen das Diluvium der Ebene ab.

Wir untersuchen nun, wann diese erste Senkung, der eigentliche Einbruch der Bucht von Landstraß, eingetreten ist, und vergleichen zu diesem Zweck die Schichtfolge von Landstraß mit den Tertiärfolgen in Untersteiermark. In dem Tertiärfjord von Tüffer hat man eine Folge, welche mit den Sotzkaschichten beginnt und mit dem Sarmatischen aufhört. In der Bucht von Lentsch—Oberburg beginnt die Serie bereits mit den Oberburger Schichten. In dem gesamten Tertiärland zwischen dem Wotsch und dem Wachberg ist die Folge von den Sotzka- bis zu den sarmatischen Schichten vertreten. Noch auf der Südseite des Wacher Gebirges sind kohlenführende Schichten (Sotzkaschichten?) vorhanden; darüber

liegen weit verbreitet Leithakalke und auch sarmatische Schichten. Aber in dieser Tertiärbucht von Reichenstein—Kopreinitz—Lichtenwald wird die Schichtfolge gegen Westen lückenhaft; denn bei Lichtenwald sind nur mehr Leithakalke und sarmatische Schichten vorhanden und in der Fortsetzung der Tertiärzone von Lichtenwald gegen Westen fehlen auch diese letzteren, es sind nur mehr Leithakalke und die wohl den Kalksandsteinen von Landstraß und den sandig-tegeligen Gesteinen der Steingrube (p. 51) analogen marinen Miocän-schichten von Favenstein und Johannistal vorhanden.

In der Bucht von Landstraß fehlen alle Schichten, welche dem Sotzkaniveau und der I. Mediterranstufe gleichzustellen sind. Es ist nur der obere Teil der Tertiärfolge Untersteiermarks vertreten.

Wir schließen daher, daß die Bucht von Landstraß erst vor Beginn der II. Mediterranstufe dem Meere geöffnet wurde.

Man könnte nun denken, daß diese Ingression verursacht worden sei durch eine synklinale Durchbiegung des Gebietes der heutigen Ebene. Diese Meinung ist unhaltbar, denn es sind erstens Randbrüche da, zweitens ist der Westrand ein Bruch, also ganz scharf, was bei einer Synklinale unmöglich ist, und drittens ist eine sehr bedeutende Senkung der Faltenachsen im Süden der Ebene nicht vorhanden und viertens fehlt eine solche dem Norden der Ebene vollständig. Daher sehen wir die einzige Erklärungsmöglichkeit in dem Einbruch der Bucht von Landstraß.

Wir verweisen noch, um die Sonderstellung der Bucht von Landstraß dem untersteirischen Lande gegenüber hervorzuheben, daß unser Studiengebiet nur eine schwache Aufrichtung des Miocäns zeigt, ganz im Gegensatz zu Untersteiermark, wo eine scharfe Faltung herrscht. In der Bucht von Landstraß hat die tangentielle Spannung der Erdkruste lediglich zu einer Schiefstellung des Miocäns hingereicht. Dazu tritt die Verstellung und Tieferschaltung des Miocäns an Brüchen.

Die jüngste Geschichte der Bucht von Landstraß läßt folgende Hauptpunkte erkennen:

1. Faltung des Mesozoikums zur gleichen Zeit mit dem System des Karstes.

2. Modellierung eines Reliefs im Oligocän und in der I. Mediterranstufe.

3. Niederbruch des gesamten jedenfalls schon zu einer großen Geländemulde abgetragenen Terrains zwischen Orlica—Gurkfelder Gebirge einerseits und dem Uskokeengebirge andererseits. Gleichzeitig fand die Senkung der kleinen Teilbuchten (St. Kanzian—St. Margarethen, St. Bartelmae, Landstraß, Puschendorf) statt.

Diese Senkung könnte mit den »Bewegungen vor der Ablagerung der II. Mediterranstufe« Winkler's,¹ d. i. mit der Regression des höheren Mediterranmeeres aus dem Raum zwischen Bacher und Steiner Alpen und mit den Bewegungen in Kroatien vor der Ablagerung der Leithakalke in einem kausalen Zusammenhang stehen.

4. Ingression des Meeres der II. Mediterranstufe, Ablagerung des marinen Miocäns und dann der sarmatischen Schichten.

5. Störungsphase mit Schiefstellung des Miocäns am Schlusse der sarmatischen Zeit.²

6. Sedimentation der pontischen Schichten.

7. Schiefstellung der pontischen Schichten.

8. Ausbreitung der Belvedereschotter.

9. Endgültige Senkung der Bucht von Landstraß mit neuerlicher Herausbildung der Landstraßer Thermenlinie und der Linie von Arch. Entstehung der dinarischen Brüche.

10. Ausräumung in der restlichen Pliocänzeit.

11. Aufschüttung der diluvialen Lehme.

¹ Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1913, p. 318.

² Die Punkte 4, 5, 6 und 7 müßten zu zwei Nummern vereinigt werden, wenn die Konformität der Congerienschichten mit dem Kalksandstein des Miocäns nachweisbar wäre (p. 73). Auf jeden Fall aber ist zwischen den Congerienschichten und dem Miocän der II. Mediterranstufe eine Lücke, in welche die Abtragung der Sarmatischen Schichten und wohl auch des marinen Miocäns fällt. Wir verweisen darauf, daß das Sarmatische Miocän uns nur an einer Stelle in einem ganz verschwindend kleinen Rest bekannt geworden ist.

12. Neuerliche Ausräumung im Diluvium.

13. Aufschüttung der Diluvialschotter in der Ebene von Landstraß.

Daß die Bewegungen des Bodens an den Rändern der Bucht von Landstraß nicht aufgehört haben, zeigen einerseits die Schiefstellung von Ablagerungen der Diluvialzeit, andererseits die vielen Erdbeben, welche die Ränder der Bucht von Landstraß treffen.

In der folgenden Erörterung werden wir zu zeigen haben, daß die Thermenlinie von Landstraß und die Linie von Arch wichtige und höchst aktive Erdbebenstoßlinien darstellen. Ferner wird später gezeigt werden, daß zwischen der Thermenlinie von Landstraß und den Brüchen des Uskokengebirges einerseits und dem Erdbeben von Rann und seinen Nachbeben andererseits ein kausaler Zusammenhang erster Ordnung besteht.

Es kann aber schon jetzt hervorgehoben werden, daß kaum irgendwo der Zusammenhang von Erdbeben und Gebirgsbau so klar gestellt werden kann als in der Bucht von Landstraß.

Das Ergebnis unserer Studien steht, obwohl keinerlei gegenseitige Beeinflussung oder eine Besprechung mit Prof. Tornquist stattgefunden hat und erst die Ergebnisse nach Abschluß der Arbeiten verglichen wurden, in vorzüglicher Übereinstimmung mit den Ausführungen des Genannten.

Tornquist hat eine ganze Reihe von Argumenten angeführt, daß das Uskokengebirge seit dem Pliocän sich hebt. Wir finden, daß durch Tornquist's Auseinandersetzungen auch manches für unser Gebiet gewonnen wird. Die Schiefstellung des Miocäns am Nordrande des Uskokengebirges ist da anzuführen; wir haben darauf oft genug aufmerksam gemacht. Unbeeinflusst von der Hebung des Uskokengebirges bleibt der Einbruch der Landstraßer Bucht, der, von Störungs- und Erdbebenlinien umgeben, vor dem Miocän der II. Mediterranstufe eingetreten ist. Wir denken, daß das Niedersinken des einen Gebietes im Aufsteigen der benachbarten Gebirgsteile sein Gegenspiel hatte.

Schließlich verweisen wir nochmals eindringlich darauf, daß der Bruch von Malenze zwei Gebiete des Uskokengebirges trennt, die sich hinsichtlich der Tektonik des Miocäns ungemein verschieden verhalten.

VII. Die Erderschütterungen der Bucht von Landstraß und der sonstigen Ränder des Uskokengebirges.

Die folgende Darstellung der Erdbeben an den Rändern der Bucht von Landstraß sowie der anderen Randgebiete des Uskokengebirges kann infolge der Lückenhaftigkeit des älteren Materials erst mit dem Jahre der Gründung des Erdbebenbeobachtungsdienstes in Österreich einsetzen. Kroatien allerdings hatte bereits nach dem Agramer Erdbeben von 1880 einen gut eingerichteten Beobachtungsdienst. Da aber die systematisch gesammelten Nachrichten für Steiermark und Krain erst mit dem Jahre 1896 einsetzen, so konnten die früheren kroatischen Nachrichten nur verwendet werden, wenn es sich um rein kroatische Beben handelt.¹

1. Rann als Epizentralgebiet.

Den von R. Hoernes gesammelten Erdbebennachrichten aus älterer Zeit ist zu entnehmen, daß Rann in den Jahren 1853 und 1860 das Epizentrum von nicht unbedeutenden Erschütterungen war. Am 16. Jänner 1853 verspürte man in Rann und in den umliegenden Ortschaften eine heftige Erschütterung; in Rann wurden Möbel zur Seite gerückt und Mauern bekamen Sprünge. Am folgenden Tage ereignete sich ein Nachbeben. Am 8. Mai 1860 hat ein heftiges Beben Rann betroffen, von furchtbarem, donnerähnlichem Getöse begleitet; die Mauern erlitten Sprünge nicht nur in den Gewölben, sondern auch in den Hauptmauern; Ziegel fielen von den Dächern und die Turmglocken läuteten. Dieses Erdbeben wurde in Tschatesch und Zirkle, nicht aber in Klanec

¹ Zum folgenden Abschnitt möge, da die Beigabe von Einzelkärtchen zu jeder Erschütterung zu viele Figuren bedingt hätte, die Karte auf p. 124 benutzt werden.

und Samobor verspürt. So lückenhaft das überlieferte Material ist, so genügt es doch zur Erkenntnis, daß beim Beben vom 8. Mai 1860 die Linie Rann—Landstraß tätig gewesen ist.

Einzelerschütterungen, wie sie (p. 150) in der Umgebung von Rann nicht selten sind, betreffen die genannte Stadt selten. Eine solche wurde am 22. August 1903 als leichtes Beben gemeldet, während bereits Videm, dann auch Lichtenwald Montpreis negativ berichteten.

Das Erdbeben vom 24. Mai 1900 erreicht in Rann die Intensität V. Über dieses Beben liegen sowohl aus Krain als aus Steiermark Nachrichten vor, aus welchen nur das hier in Betracht kommende herausgehoben wird:

Rann — heftiger kurzer Stoß, allgemein wahrgenommen; SW—NO oder W—O; Leute wurden aus dem Schlaf geschreckt. Intensität V.

Reichenburg — Beobachter aus dem Schlaf geweckt; starkes Klirren der Fenster und mäßiges Zittern des Bodens.

Videm — schwaches Beben; O—W; horizontale Bewegung.

Kapellen — heftiger Stoß; SW—NO.

Globoko — stark; Bevölkerung von Schrecken erfüllt; im Schulhause leichte Sprünge; SW—NO.

Ober-Suschitz bei Wisell — in der ganzen Gemeinde Wisell wahrgenommen; starkes Beben; NO—SW.

Drachenburg — von einzelnen wahrgenommen; wellenförmiges Schaukeln; Intensität IV?

Windisch-Landsberg — ziemlich starkes Beben; S—N; Schwingungen der Hängelampen.

Pristova bei Marein — horizontales Zittern.

Dobova — wellenförmig; SW—NO.

Gurkfeld — senkrechter Stoß; Leute wurden aufgeweckt.

Haselbach — von vielen Personen verspürt; wellenförmig; SW—NO.

Bründl — von wenigen Personen verspürt.

Savenstein — ziemlich stark; Leute erwachten.

Zirkle und umliegende Dörfer — allgemein verspürt; Leute aus dem Schlaf geweckt; Schaukeln mit Seitendruck; Schwanken der Wandbilder; SSW—NNO. Intensität V.

Landstraß — von wenigen Personen verspürt; unbedeutendes Beben. Intensität III—IV.
 St. Bartelmae — von wenigen wahrgenommen. Intensität III.

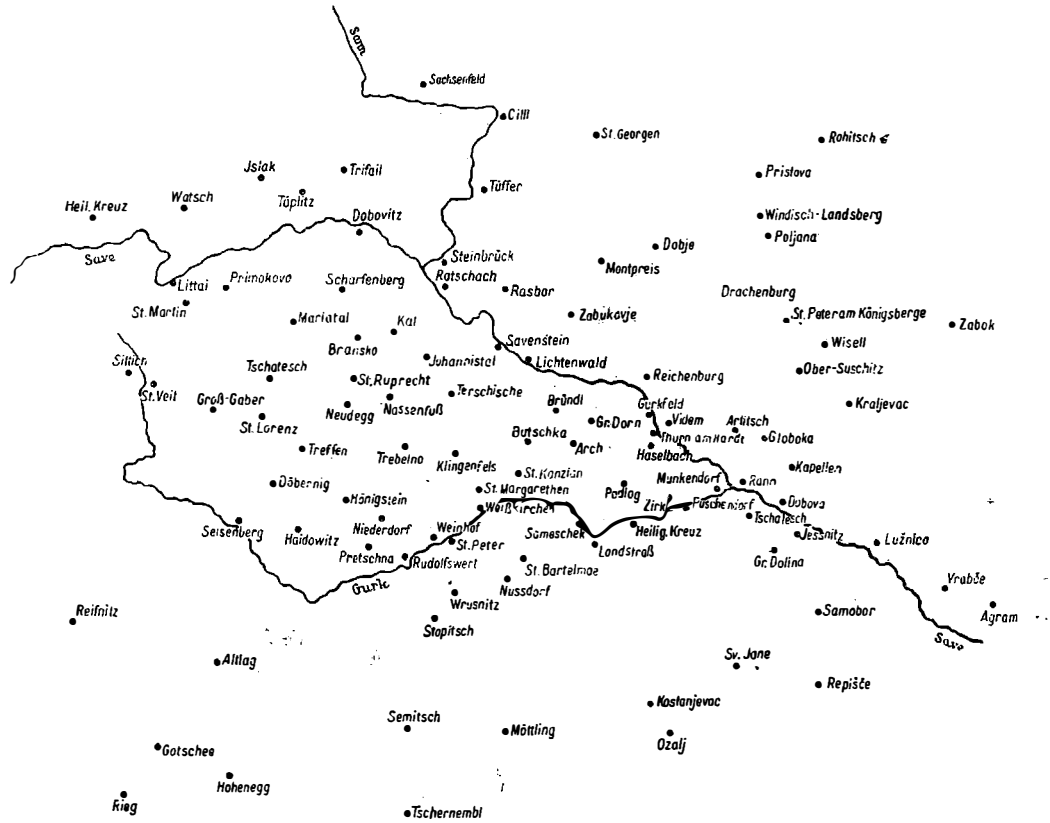


Fig. 9.

Karte der geographischen Lage der im Abschnitte über die Erdbeben der Bucht von Landstraß genannten Orte.

Krajewac — ziemlich stark; SW—NO; kein Schaden. Intensität IV?

Poljana an der Sotla — W—O; Klirren von Fenstern etc.

Rohitsch, Steinbrück, Tüffer, Scharfenberg, Dobrovetz, Nassenfuß, Klingenfels, St. Margarethen, Wutschka, Arch, Großdorn, Groß-Dolina berichteten negativ.

Bei der Annahme von Rann als Epizentrum ergibt sich, daß dieses Erdbeben von der Linie Rann-Zirkle ausgegangen ist; denn das wird durch die bedeutende Intensität des Bebens in Zirkle erwiesen. Bemerkenswert ist die tatsächliche Stärke des Erdbebens in Globoko, welcher Ort (p. 150) auch häufige Einzelerstöße aufweist. Wenn auch auf eine Verlegung des Epizentrums nach Globoko die Nachricht aus Gurkfeld hindeuten könnte, so ist es wegen der klaren Erschütterung der Zone Rann—Zirkle doch wahrscheinlicher, daß das Epizentrum in Rann zu suchen ist. Bemerkenswert ist die starke Verbreitung des Bebens gegen Norden, welche ein sehr verkleinertes Abbild des Bebens vom 29. Jänner 1917 ist.

Auffallend ist ferner die Intensität des Bebens in Savenstein, d. i. in einem Gebiete, das sonst nur negative Nachrichten lieferte. Wir möchten hinweisen auf die Auseinandersetzungen F. Seidl's¹ über das Erdbeben von Nassenfuß vom 17. Dezember 1902. Savenstein liegt in der Fortsetzung der Störungszone von Nassenfuß und damit auch, wie die Erschütterungen des letztgenannten Ortes zeigen, in der Verlängerung eines habituellen Stoßgebietes. So kann nun die stärkere Erschütterung von Savenstein am 24. Mai 1900 wie auch bei anderen Beben der Landstraßer Bucht als die Auslösung von Spannungen in einem habituellen Stoßgebiete angesprochen werden.

Bei dieser Gelegenheit sei, wenn es auch nicht in diesen Abschnitt gehört, das Erdbeben vom 17. Juli 1900 angeführt.² Erschüttert wurden:

Lichtenwald — Beben von mehreren Personen verspürt;
S—N.

¹ Allgemeiner Bericht und Chronik der Erdbeben... 1902, p. 67 ff.

² Allgemeiner Bericht etc. für 1900.

Savenstein — zwei ziemlich heftige Stöße; leichter Abfall von Mörtel; W—O.

Terschische — von vielen verspürt; SO—NW.

Nassenfuß — von wenigen beobachtet.

St. Kanzian — ziemlich heftig: O—W; Leute aus dem Schlaf geweckt; ein späterer Stoß NO—SW.

Weißkirchen — Dröhnen.

St. Bartelmae und Drama — ziemlich heftiges Schaukeln; SW—NO.

Landstraß — wenig verspürt.

Stauden bei Rudolfswert — nur von einer Person verspürt.

Negativ berichteten: Ratschach, Johannistal, Neudegg, Treffen, Trebelno, Rudolfswert, St. Peter, Wrussnitz, Freihof, St. Margarethen, Wutschka, Arch, Groß-Dorn, Haselbach, Gurkfeld, Tschatesch, Groß-Dolina, Landstraß.

Bezüglich dieses Bebens ist es äußerst wahrscheinlich, daß zur gleichen Zeit zwei ganz getrennte Gebiete unabhängig voneinander erschüttert wurden. Das eine Schüttergebiet liegt im Neuringtal mit den Orten Lichtenwald, Savenstein, Terschische und Nassenfuß und fällt mit der Stoßzone Nassenfuß—Savenstein zusammen. Dem anderen Schüttergebiet gehören die anderen Orte an und dieses gehört eigentlich bereits zu dem im nächsten Abschnitte zu behandelnden Beben. Eine fragliche Stellung nimmt Stauden ein und ich möchte darauf verweisen, daß dieser Ort in der geraden Fortsetzung der Linie Rann—Zirkle—Landstraß liegt. Als Doppelbeben aufgefaßt, ergibt sich eine Analogie zum Beben vom 29. April 1900.

2. Erdbeben an der Landstraßer Thermenlinie.

Die in den folgenden Zeilen zu besprechenden Erderschütterungen sind vielfach wahre Musterbeispiele von tektonischen Beben; jedenfalls sind sie die klarsten tektonischen Beben, welche mir überhaupt aus dem Gebiete der Ostalpen bekannt sind. Besonders bezeichnend für den tektonischen Charakter dieser Beben sind — ganz abgesehen von den geologischen Verhältnissen — ihre Längserstreckung und ihre

häufig zu Erdbebenschwärmen ausartende Häufigkeit. Wir geben im folgenden eine gedrängte Übersicht, wobei ein besonderes Augenmerk auf schwache, wenig verbreitete Erderschütterungen gelegt wird.

Über das Beben vom 3. Jänner 1908 sind nur aus wenigen Orten Berichte vorhanden, nämlich aus:

Puschendorf — fast allgemein verspürt; Schlafende wurden geweckt; wellenförmig; NW—SO.

Zirkle — mittelstarker Stoß; fast allgemein beobachtet; zahlreiche Personen wurden aufgeweckt.

Groß-Podlog — nur von wachenden Leuten verspürt; SW—NO.

Epizentrum waren in diesem Falle die nebeneinanderliegenden Orte Zirkle und Puschendorf. Auffallend ist bei der relativ großen Stärke des Bebens, daß weder aus dem östlich noch westlich vom Epizentrum liegenden Gebiete Nachrichten kommen. Ist es ein Zufall, daß der einzige Ort, der außer dem Epizentrum Nachricht gibt, nämlich Podlog, in der gedachten Fortsetzung des Slednikbruches liegt?

Eine ähnliche Erschütterung fand am 24. Oktober 1904 statt. Damals spürte man das Erdbeben in Landstraß (nur von Wachenden wahrgenommen) und in dem in der Ebene liegenden Sameschek. Negativ berichteten Arch, Haselbach, Groß-Podlog, Zirkle, Scherendorf, St. Bartelmae.

Ein schmaler, langer Streifen an der Landstraßer Thermenlinie wurde am 21. November 1902 erschüttert. Damals haben berichtet:

St. Peter bei Rudolfswert — kurzer Stoß, von wenigen Personen verspürt.

Weißkirchen — von mehreren Personen wahrgenommen.

Zirkle — ziemlich starker Stoß.

Negative Nachrichten kamen aus Stopitsch, Rudolfswert, Weinhof, St. Bartelmae, Wrussnitz.

Das Epizentrum liegt in Zirkle; bei der geringen Intensität daselbst ist um so mehr die Erschütterung des weitab, aber in der Fortsetzung der Linie von Landstraß liegenden St. Peter bemerkenswert.

Ein wirklich prächtiges Längsbeben fand an der Landstraßer Thermenlinie am 30. Jänner 1903 statt, welches aus folgenden Orten positive Nachrichten ergab:

Rann — von vielen wahrgenommen; schaukelnde Bewegung; SW—NO; Schwingen aufgehängter Gegenstände. Intensität IV—V.

Munkendorf — ziemlich stark; W—O.

Zirkle — ziemlich stark; Leute wurden aus dem Schlaf geschreckt; S—N. Intensität V.

Landstraß — schwacher Stoß.

Heiligenkreuz — von wenigen verspürt.

Sela und Ladendorf bei St. Bartelmae — von einigen verspürt.

Weißkirchen — ganz schwaches Beben.

St. Peter bei Rudolfswert — von einzelnen wahrgenommen.

Tschatesch — von Wachenden allgemein verspürt; Schlafende weckte es nicht; vertikaler Stoß.

Groß-Dolina und in der ganzen Umgebung — leichtes Zittern; NO—SW.

Negativ berichteten dazu Artitsch, Globoko, Videm, Reichenburg, Lichtenwald, St. Peter am Königsberge, Drachenburg, Gurkfeld, Haselbach, Turn am Hart, Podlog, Arch, Wutschka, St. Margarethen, Klingenfels, Trebelno, Nassenfuß, Hönigstein, Weinhof, Wrusnitz, Stopitsch.

In Zirkle und in Rann ereigneten sich drei Stunden später Nachbeben.

Es hebt sich mit wunderbarer Klarheit die Längslinie St. Peter—Landstraß—Zirkle—Rann heraus.

Das Epizentrum liegt etwas exzentrisch im östlichen Teile der Schütterzone. Infolge des Mangels an Nachrichten ist es nicht möglich, die Schütterzone im Osten zu umgrenzen; vermutlich hat sie sich nicht weit über Rann hinaus erstreckt, denn die in Rann schon mäßig starke Bewegung dürfte in der Ranner Ebene bald erstickt sein. Viel schwächer ist die Fortsetzung in der Richtung gegen SW von Rann aus; sie war aber da, die Stoßlinie von Tschatesch hat mitgewirkt, wie die Nachrichten aus Tschatesch und Groß-Dolina zeigen.

So erhält man ein Bild, das in vieler Beziehung jenem des Bebens vom 29. Jänner 1917 gleicht.

Ein weniger gut ausgeprägtes Erdbeben des Südrandes ist jenes vom 22. Oktober 1900. Folgende Berichte liegen vor:

Landstraß — von vielen, auch im Freien verspürt; so stark, daß Schlafende geweckt wurden; wellenförmig; SO—NW; Mauerrisse; Mörtelabfall. Intensität V—VI.

Heiligenkreuz bei Landstraß — NO—SW; Leute aus dem Schlaf geschreckt.

St. Bartelmae und Prekopa bei Landstraß — Beben verspürt. Arch — wellenförmig; N—S; Leute aus dem Schlaf geschreckt; Abfall von Mauerbewurf; Intensität V—VI.

Wutschka — ziemlich heftig; SO—NW.

Negativ berichteten: Savenstein, Nassenfuß, Terschische, Groß-Dorn, Gurkfeld, Haselbach, Groß-Dolina, Wrussnitz, St. Peter, Weißkirchen, St. Margarethen, Klingenfels, Trebelno.

Auffallend ist die große Intensität in Landstraß und Arch, besonders wenn man die negativ berichtenden Orte dazuhält. Es erscheint nicht unmöglich zu sein, daß zwei getrennte Epizentralgebiete vorliegen, das eine auf der Südseite der Ebene (Landstraß); das andere auf deren Nordseite (Arch), daß also wieder eine Art von Doppelbeben anzunehmen ist.

Dasselbe ist der Fall bei der Erschütterung vom 12. Februar 1910, der in St. Peter und Trebelno verspürt wurde, während Landstraß, Zirkle, Puschendorf, St. Bartelmae, Ratschach, St. Veit bei Sittich, Groß-Gaber, Treffen und Pretschna negativ berichteten.

Ein schwaches Beben an der Landstraßer Thermenlinie wurde am 25. Oktober 1911 in Landstraß, St. Peter, Weinhof und Klingenfels wahrgenommen, wozu Weißkirchen, Nußdorf bei St. Bartelmae, Wutschka, St. Bartelmae, Arch und St. Margarethen negativ meldeten.

Die interessanteste Erscheinung unter den Beben des Südrandes der Landstraßer Ebene ist der vom 20. Oktober 1906 bis zum 20. November 1906 dauernde Erdbebenschwarm. Dieser Schwarm wurde am 22. September 1906 um 7^h 30^m durch eine leichte Erschütterung von Zirkle,

Puschendorf und Rann eingeleitet. Nach vierwöchentlicher Ruhe folgte das Beben vom 20. Oktober 1906, 17^h 45^m, das eine bedeutendere Fläche erschütterte. Dieses Erdbeben hatte, wie die folgenden, sein Epizentrum in Zirkle und Puschendorf. Darüber liegen folgende Berichte vor:

Zirkle — allgemein, auch im Freien verspürt; Abfall von Mörtel; leichte Mauerrisse. Intensität VI—VII.

Puschendorf — allgemein verspürt; reichlich Mörtelrisse; Abfall von Mörtel; Absturz von Dachziegeln. Intensität VI—VII.

Landstraß — ziemlich stark.

Heiligenkreuz — leichte Mauerrisse.

St. Bartelmae — in den Gebäuden von den meisten wahrgenommen.

Nußdorf — von einzelnen verspürt.

Groß-Dolina, Jessenitz, Haselbach — von vielen verspürt.

Podlog — in Gebäuden allgemein, im Freien wenig verspürt.

Arch — von einigen Personen verspürt.

Munkendorf — Dachziegel wurden abgeschleudert.

Gurkfeld — heftiges Beben (nur Zeitungsmeldung!).

Artitsch — in Häusern und im Freien verspürt.

In das allgemeine Bild der an der Landstraßer Thermenlinie sich abspielenden Erschütterung lassen sich die Nachrichten aus Gurkfeld und Artitsch nicht einfügen; aber Gurkfeld scheidet aus, weil nur eine Zeitungsmeldung vorliegt und eine ebensolche Nachricht neben einem genauen, anders garteten Bericht eines Beobachters auch die Erschütterung in Haselbach das Beben stark sein läßt. Anders liegt die Sache in Artitsch; da muß man bedenken, daß der Nordrand der Ebene selbst oft bewegt wird; so könnte die große Intensität daselbst erklärt werden.

Das Erdbeben wurde auch in Kroatien wahrgenommen; folgende Orte meldeten es:

Dugoselo — ziemlich starkes Beben.

Kašina — kaum merkbar.

Samobor — von vielen nicht verspürt; wellenförmige Bewegung.

Zagreb — sehr schwaches Zittern; von sehr wenigen verspürt.

Ferner wurde das Beben noch, ohne Angabe von Daten, gemeldet aus Ozalj, Stojdraga, Stubica gornja, Sv. Jana, Sv. Nedelja, Vel. Trgovište. Negativ berichteten: Klanjac, Mače, Sestine, Karlstadt, Ribnik, Zlatar, Ristra, Steujevac, Stupnik, Cvetković, Barilović, Velika Gorica, Zabok.

Dugoselo wurde scheinbar stärker erschüttert; dieser Ort liegt auf der Fortsetzung der Erdbebenlinie von Planina.

Aus den obigen Angaben geht klar hervor, daß das Erdbeben den Kamm des Uskokengebirges überschritten hat, daß es sich aber auf dem kroatischen Abhang dieses Gebirgsstockes nur mehr ganz schwach änderte. Dasselbe gilt auch für die Fortsetzung des Bebens in das Agramer Gebirge; denn man darf die Intensität des Bebens in Kašina und Agram wohl nicht höher ansetzen als II—III.

Der Erschütterung folgen Nachbeben in größerer Zahl, und zwar:

- um 18^h 5^m in Zirkle, Puschendorf und Podlog,
- » 18^h 12^m » Zirkle und Puschendorf,
- » 19^h 3^m » Zirkle und Puschendorf,
- » 19^h 9^m » Zirkle,
- » 19^h 10^m » Zirkle,
- » 19^h 11^m » Zirkle und Puschendorf,
- » 19^h 18^m » Zirkle,
- » 19^h 37^m » Zirkle,
- » 19^h 44^m » Zirkle,
- » 19^h 55^m » Zirkle,
- » 20^h 10^m » Zirkle und Puschendorf,
- » 20^h 45^m » Zirkle und Puschendorf.

Um 21^h 37^m erfolgte in Zirkle ein Stoß, der dem von 17^h 45^m fast an Stärke gleich. Um 21^h 45^m wurde Puschendorf sehr stark erschüttert; dieses Erdbeben wurde auch in Haselbach, Podlog, Zirkle und Landstraß beobachtet. Dann folgten wieder kleinere Erschütterungen

um 22^h 26^m in Zirkle,
 » 22^h 30^m » Puschendorf.

Diese Bodenbewegungen setzten sich am 21. Oktober 1906 fort. Es wurden folgende Beben gemeldet:

um 1^h 15^m in Puschendorf,
 » 1^h 30^m » Puschendorf,
 » 2^h 39^m » Zirkle,
 zirka 7^h » Zirkle,
 um 9^h 7^m » Zirkle und Puschendorf,
 » 10^h 54^m » Zirkle,
 » 12^h 4^m » Zirkle und Puschendorf,
 » 13^h 25^m » Zirkle und Puschendorf,
 » 13^h 30^m » Puschendorf.

Am 22. Oktober 1906 erfolgten nur schwache Stöße oder Dröhnen in Zirkle. Am 23. Oktober 1906 wurde in Puschendorf ein Dröhnen verspürt. Am 24. Oktober 1906 erfolgten in Zirkle nachts und morgens drei schwache Stöße. Am selben Tage aber wurde um 6^h 30^m ein stärkeres Beben verspürt; darüber berichten:

Zirkle — auch im Freien allgemein verspürt.

Puschendorf — 3^s dauerndes Beben.

Podlog — allgemein bemerkt.

Landstraß — Beben beobachtet.

Nußdorf — von einzelnen verspürt.

Rann — Beben beobachtet.

St. Margarethen — negativ.

Wenn dieses Erdbeben auch nur ein verkleinertes Abbild der Erschütterung vom 20. Oktober um 17^h 45^m, so tritt doch noch klarer die alleinige Beteiligung der Landstraßer Thermenlinie hervor; denn es wurde ein von Rann bis Nußdorf reichender, 30 *km* langer, aber ganz schmaler Streifen erschüttert; das Epizentrum ist Zirkle.

Am 26. Oktober 1906 erfolgte um 2^h 45^m ein Beben, das in Zirkle und Puschendorf viele Leute aus dem Schlafe weckte, also Intensität V hatte. In der Nacht beobachteten vor 24^h Wachende in Zirkle ein neuerliches Beben.

Der 29. Oktober 1906 war reich an Beben; es wurden folgende Erderschütterungen wahrgenommen:

- 5^h 50^m in Zirkle, mittelstark, nicht allgemein bemerkt.
- » » Puschendorf, kurzer Stoß.
 - » » Landstraß, Erdstoß wahrgenommen.
- 13^h 20^m » Zirkle, allgemein verspürt, auch im Freien, selbst auf einem schnell fahrenden Wagen; Sprünge in den Zimmerdecken; allgemeiner Schrecken der Bevölkerung. Intensität VI—VII.
- » » Puschendorf, starker Stoß von unten; Sprünge im Schulhause. Intensität VI—VII.
 - » » Heiligenkreuz, starkes Beben, so daß unbedeutende Sprünge entstanden.
 - » » Landstraß, ziemlich stark.
 - » » St. Bartelmae, von den meisten wahrgenommen.
 - » » Rann, Beben verspürt.
 - » » Podlog, ziemlich stark.
 - » » Haselbach, von vielen, nicht aber im Freien bemerkt.
 - » » Savenstein, von einzelnen als leichter Stoß beobachtet.
- 19^h 20^m » Zirkle, von Wachenden allgemein bemerkt.
Puschendorf, schwacher Stoß von unten.

Negativ berichteten zum 29. Oktober Ratschach, Bründl, Groß-Dorn, Gurkfeld, Arch, St. Ruprecht, St. Margarethen, Nußdorf, Wrusnitz, Stauden, St. Michael bei Rudolfswert, Möttling, Groß-Dolina.

Charakteristisch ist der Umstand, daß Zirkle und Puschendorf immer wieder die Epizentralregion bezeichnen. Die Erschütterung um 13^h 20^m ist äußerst ähnlich jener vom 20. Oktober 1906 um 17^h 45^m. Bezüglich der Nachricht aus Savenstein, wo das Beben auch verspürt wurde, obwohl die Orte am Nordrande der Landstraßer Ebene fast ausschließlich negativ berichten, kann auf die früheren Auseinandersetzungen verwiesen werden (p. 125).

Im November 1906 fand der Erdbebenschwarm seine Fortsetzung, worüber im folgenden eine kurze Übersicht gegeben sei. Es wurden Erdbeben verspürt:

- | | | |
|--------------|---------------------------------|--|
| 1. November, | 3 ^h 45 ^m | in Zirkle, mittelstark. |
| 3. » | 7 ^h 5 ^m | » Puschendorf, starker, kurzer Stoß. |
| | 7 ^h 8 ^m | » Puschendorf, starker, kurzer Stoß. |
| 5. » | 2 ^h | » Zirkle, leichter Stoß. |
| | 2 ^h 7 ^m | » Puschendorf, Erdstoß, der Schlafende nicht weckte. |
| | 8 ^h | » Puschendorf, von vielen verspürt. |
| | 11 ^h | » Zirkle, schwacher Stoß. |
| | 12 ^h 5 ^m | » Zirkle, schwacher Stoß. |
| | 21 ^h 16 ^m | » Zirkle, schwacher Stoß. |
| 12. » | 20 ^h 50 ^m | » Puschendorf, Dröhnen ohne Stoß. |
| 18. » | 2 ^h 15 ^m | » Zirkle, Stoß, der viele aus dem Schlafe weckte. |
| | 3 ^h 20 ^m | » Zirkle, sehr schwach. |
| | | » Puschendorf, fast allgemein bemerkt. |

Die letzte Erschütterung des Schwarmes ereignete sich am 20. November 1906 um 1^h 40^m; sie wurde in einigen Orten der Umgebung beobachtet; Nachrichten liegen vor aus

Zirkle — alle Leute aus dem Schlafe geweckt.

Puschendorf — starkes Beben, das alle Einwohner aus dem Schlafe schreckte; Sprünge entstanden; ein Sparherd wurde um einige Zentimeter von der Wand weggeschoben.

Landstraß — meist von Wachenden verspürt; vereinzelt wurden auch Schlafende geweckt.

Haselbach — von Wachenden als vertikaler Stoß von unten verspürt.

Negativ berichten dazu Gurkfeld, Arch, St. Bartelmæ und Podlog.

In dem gesamten Erdbebenschwarm war die stärkste und ausgedehnteste Erschütterung jene am 20. Oktober um 17^h 48^m; dabei war Puschendorf mit einer Intensität näher an VII als an VI Epizentrum. Auch in Zirkle war das Beben so stark,

daß es eine Intensität näher an VI als an VII hatte. Besonders auffallend ist die deutliche Längserstreckung der am meisten erschütterten Zone, welche von Heiligenkreuz bis Munkendorf reicht. Die Bodenbewegung ist in der Richtung gegen Norden rascher erloschen als gegen Südosten zu. Mit wundervoller Klarheit kommt die Linie Landstraß—Zirkle—Munkendorf, d. i. die Landstraßer Thermenlinie, zur Geltung.

Dem großen Beben vom 20. Oktober kam an Intensität und Verbreitung am nächsten jenes vom 29. Oktober um 13^h 20^m.

Innerhalb der ganzen einmonatigen Erdbebenperiode ereigneten sich 49 gemeldete Erdbeben, welche an 13 Tagen auftraten. Es ist äußerst bemerkenswert, daß im ganzen Bebenschwarm Puschendorf und Zirkle ausnahmslos Epizentrum waren. Bei allen ausgedehnteren Erschütterungen ergab sich eine deutliche Längserstreckung an der Landstraßer Thermenlinie.

Bemerkenswert ist auch der Verlauf der Beben. Nach der ersten starken Erschütterung vom 20. Oktober folgten an diesem Tage und am 21. Oktober 25 Erdbeben in der Epizentralregion. Es möge betont werden, daß in der Zeit vom 20. Oktober, 2^h nachmittags, bis 21. Oktober, 7^h früh, ein lebhaftes Steigen des Barometers stattfand; es ist also nicht an ein Auslösen einer Spannung durch fallenden Luftdruck zu denken.

Der etwas stärkeren Erschütterung am 24. Oktober um 6^h 30^m ging Fallen des Barometers um 1 *mm* voran. Ebenso fiel das Barometer vor der Erschütterung am 29. Oktober, 13^h 20^m, um einen unbedeutenden Betrag (0·4 *mm*). Den zahlreichen Erschütterungen des 5. November ging voran und während derselben dauerte an ein sehr starkes Steigen des Luftdruckes (um 4 *mm*). Ebenso hielt vor und nach dem Beben vom 20. November das Barometer bedeutend (um 3·7 *mm*). Daraus geht wenigstens für den ganzen Schwarm die Unabhängigkeit vom Luftdruck hervor.

Charakteristisch für die Tatsache, daß der Südrand der Landstraßer Ebene ein habituelles Stoßgebiet ist, sind auch diejenigen Bewegungen, bei welchen nur ein Ort erschüttert wurde, wie folgende Aufstellung zeigt:

6. Jänner 1902, 0^h in Zirkle — ziemlich stark; Leute wurden aus dem Schlafe geschreckt. 10^m später ein leichter Stoß. Negativ berichteten Gurkfeld, Haselbach, Groß-Dolina, Tschatesch, Landstraß, St. Bartelmae.
2. Februar 1909, 23^h 10^m in Zirkle — unterirdisches Donnern, von vielen wahrgenommen.

3. Erdbeben an der Linie von Arch.

Die Erdbeben des Nordrandes der Landstraßer Bucht gleichen hinsichtlich ihrer Art und Verbreitung vollständig jenen des Südrandes, was die folgenden Zeilen dartun.

Am 12. September 1899 erschütterte ein Beben den Nordrand, dessen pleistoseiste Zone mit dem Nordrande der Bucht nur parallel ist, nicht aber, da sie etwas nördlicher liegt, mit ihm zusammenfällt. Darüber liegen folgende Berichte vor:

Gurkfeld — allgemein in den Häusern verspürt, auch von Personen während der Arbeit. Intensität V?

Groß-Dorn — allgemein verspürt; vertikaler Stoß. Intensität V.
 Haselbach — von einzelnen Personen in höheren Stockwerken. Intensität IV?

Arch — in den Wohnungen, nicht im Freien verspürt.

Savenstein — schwacher, vertikaler Stoß.

Ratschach, Scharfenberg, St. Rupprecht, Nassenfuß, Johannistal, Wutschka, St. Margarethen, St. Bartelmae, St. Kanzian, Groß-Dolina, Zirkle und Landstraß berichteten negativ.

Da Savenstein aus den früher (S. 125) dargelegten Gründen aus dem Bebenbilde ausscheidet, so ergibt sich nur eine Andeutung einer Längslinie, die bei diesem Beben allerdings nur zu erkennen ist; solche Längsbeben sind dort häufig klarer entwickelt.

Eine bemerkenswerte Erschütterung ist jene vom 12. August 1901, welche in Gurkfeld und Umgebung und in Videm mit einer Intensität von mehr als V die kräftigste Wirkung

erreichte. Über dieses Erdbeben liegen Berichte aus folgenden Orten vor:

Rann — stark, aber meist nur in den Stockwerken wahrgenommen; NO—SW; bei einem zirka 1 Stunde entfernten Bahnwärterhaus — wo? — entstanden Sprünge. Intensität IV.

Videm — heftiger, vertikaler Stoß; N—S; Rauchfänge wackelten. Reichenburg — nur in Häusern verspürt; O—W?

Globoko — nur von wenigen verspürt.

Montpreis — nur von wenigen verspürt.

Drachenburg — positive und negative Nachrichten.

Rasbor bei Steinbrück — Geräusch vernommen, vielleicht gleichzeitig Beben.

Bründl — Beben verspürt.

Groß-Dorn — von einzelnen verspürt.

Gurkfeld — allgemein verspürt; fast vertikaler Stoß; SW—NO; Rauchfänge wackelten.

Haselbach — Rauchfänge schwankten; leichte Risse in den Mauern (Mörtel); Arbeiter am Felde gerieten in Aufregung.

Landstraß — heftig; auch im Freien verspürt; S—N.

Thurn am Hart — allgemein, auch im Freien verspürt; S—N; Mörtelabwurf; nachher noch neun Stöße.

Arch — von wenigen verspürt.

Negativ berichteten: Dobova, Lichtenwald, Steinbrück, Tüffer, Windisch-Landsberg, Wutschka, St. Bartelmae, Bransko bei Johannistal, Wrussnitz, Weißkirchen, St. Margarethen, Klingenfels, St. Rupprecht, Terschische, Nassenfuß, Trebelno, Treffen, Heiligenkreuz bei Littai, Ratschach, Savenstein, Scharfenberg, Groß-Dolina.

In Gurkfeld, Landstraß, Videm und Haselbach ereigneten sich nachher mehrere Stöße in der Zeit zwischen 19^h 30^m und 20^h. Weitere Nachbeben traten am 17. August in Haselbach, am 30. August in Groß-Dolina und am 31. August in Bründl ein.

Dieses Beben hatte seine Epizentralregion im Gebiete von Videm, Gurkfeld, Haselbach und Thurn am Hart, wo die Intensität

gewiß gut den Grad V erreichte. Leicht ist das Gebiet mit Intensität IV zu umgrenzen. Außerhalb dieses Gebietes liegt das stark betroffene Landstraß; wir zweifeln nicht, daß dieser Ort nicht direkt zum Gurkfelder Erdbeben zu ziehen ist, sondern daß es sich da um die Auslösung einer Spannung in dem habituellen Stoßgebiete des Südrandes der Landstraßer Ebene handelt. Das Gurkfelder Beben, das in seinem Epizentralgebiete durch einige Nachbeben ausgezeichnet ist, hat eine längere O—W-Achse des Schüttergebietes gegenüber der N—S-Achse der Schütterellipse. Ob das vom 30. August aus Groß-Dolina gemeldete Beben als Nachbeben oder eigentlich als Nachrelaisbeben oder als eigene Erschütterung aufzufassen ist, steht dahin.

Am 19. März 1906 wurde in folgenden Orten ein Erdbeben verspürt:

Arch — in Gebäuden allgemein bemerkt; NO—SW.

Wutschka — in Gebäuden bemerkt; leicht wellenförmig.

Gurkfeld — von vielen verspürt.

Groß-Dorn — von den meisten wahrgenommen; Schwanken der Gebäude.

Haselbach — kurzer, vertikaler Stoß; SO—NW.

Zirkle — in Gebäuden bemerkt; kurz, wellenförmig; S—N; frei hängende Gegenstände gerieten in Schwankungen.

Landstraß — viele haben in Gebäuden das Beben gemerkt, einzelne auch im Freien; starker Stoß in N—S.

St. Bartelmae — kurzer Stoß; W—O.

Savenstein, St. Margarethen, St. Peter und Tschernembf berichteten negativ.

Wenn man die angegebenen Intensitäten betrachtet, so ergibt sich, daß eine Art von Doppelbeben vorliegt, eine gleichzeitige Erschütterung des Nordrandes und des Südrandes der Landstraßer Ebene. Damit stimmt am besten die Tatsache überein, daß Arch und Landstraß die Intensität V erreichten.

Nur auf den Nordrand der Ebene war das Beben vom 17. Februar 1909 beschränkt. Dieses wurde wahrgenommen in

Wutschka — von vielen beobachtet; ziemlich starke Schwankung der Häuser; Geschirr fiel zu Boden. In dem zehn Minuten entfernten Weiler Sleme und in dem 15 Minuten entfernten Laze war das Beben so heftig, daß es Schrecken verursachte.

Klingenfels — schwaches Beben, nur von einer Person verspürt.

St. Margarethen — nur von einer Person verspürt.

Überaus ähnlich, aber vermutlich stärker war das Beben vom 21. April 1909. Über diese Erschütterung sind Berichte eingelaufen aus

Wutschka — in Häusern und im Freien von vielen verspürt; NW—SO; Abfallen von Dachziegeln. Intensität VI—VII.

Klingenfels — von den meisten auch im Freien verspürt; N—S.

St. Margarethen — von vielen bemerkt; Schaukeln; SO—NW.

Negativ berichteten Nassenfuß, Terschische, Haselbach, St. Bartelmae, St. Peter, Trebelno.

In Wutschka, wo das Epizentrum dieses Bebens zu suchen ist, ereignete sich sieben Stunden später ein Nachbeben.

Wir sehen, daß die Epizentralregionen am Nordrande der Ebene in einer W—O verlaufenden Zone wandern. Der am weitesten gegen Westen zu liegende, als Epizentrum erschütterte Ort ist Klingenfels, welches am 11. Februar 1910 im Mittelpunkte einer nicht unbedeutenden Erschütterung lag; darüber berichten die im folgenden genannten Orte:

Klingenfels — von allen bemerkt. Intensität V—VI.

Landstraß — von wenigen verspürt.

Nußdorf — von einigen bemerkt.

Pretschna — von mehreren bemerkt.

St. Margarethen — von einigen verspürt.

St. Peter — angeblich von einigen bemerkt.

Savenstein — von mehreren verspürt.

Trebelno — Beben verspürt.

Terschische — von einigen wahrgenommen.

Weißkirchen — Beben verspürt.

Negativ berichteten Ratschach, Neudegg, Treffen, Groß-Gaber, Heiligenkreuz bei Littai, Sittich, St. Veit bei Sittich, Žaljna, Prežganje, Rudolfswert, St. Bartelmae, Puschendorf und Zirkle. In Kroatien wurde das Beben nicht beobachtet.

Das Epizentrum des Bebens ist Klingenfels gewesen. Bemerkenswert ist der Umstand, daß bei dieser Erderschütterung sowie bei vielen anderen der Landstraßer Bucht eine sehr rasche Abnahme der Intensität nach außen hin festzustellen ist. Das läßt den Schluß berechtigt erscheinen, daß das Hypozentrum sehr seicht liegt.

Auch der Nordrand der Landstraßer Ebene wurde in neuester Zeit von einem Erdbebenschwarm betroffen; dieser spielte sich am 23. und 24. Mai 1905 ab und hatte seine Epizentralregion in der Gegend von St. Kanzian.

Der Schwarm wurde durch eine Einzelerschütterung eingeleitet. Am 23. Mai 1905 wurde zwischen 10^h und 11^h in Groß-Dorn fast allgemein ein ziemlich starker Stoß beobachtet.

Am selben Tage folgte um 13^h 30^m eine stärkere Erschütterung, die aus der Gegend von St. Kanzian ausging. Darüber liegen folgende Nachrichten vor:

Haselbach — ziemlich starker Stoß; NW—SO; vielleicht auf das Beben von 14^h 13^m desselben Tages zu beziehende Nachricht.

Klingenfels — S—N; allgemein verspürt.

Littai — nur von einer Person wahrgenommen; Nachricht wahrscheinlich auf das Beben von 14^h 13^m zu beziehen.

Neudegg — auch im Freien von vielen beobachtet; SO—NW; jedenfalls auf das Beben um 14^h 13^m zu beziehen.

Ratschach — schwacher Stoß, von einigen verspürt; wahrscheinlich auf das Beben von 14^h 13^m zu beziehen.

Savenstein — schwacher Stoß.

St. Kanzian — allgemein, auch im Freien verspürt.

Trebelno — schwacher Stoß.

Terschische — von vielen in Häusern und im Freien wahrgenommen.

Wrusnitz — von vielen beobachtet.

Zweifellos war bei dieser Erderschütterung St. Kanzian das Epizentrum.

Am selben Tage trat um 14^h 13^m ein starkes Beben ein, das von St. Kanzian ausging und auch in Steiermark und Kroatien beobachtet wurde. Aus folgenden Orten liegen Berichte vor:

Arch — von vielen wahrgenommen; wellenförmig.

Bründl — allgemein verspürt; wellenförmig; NW—SO; Bäume wankten; die Kirchenglocke schlug an; Mörtelabwurf.

Wutschka — allgemein, auch während der Arbeit wahrgenommen; W—O; in der folgenden halben Stunde noch sechs Erschütterungen.

Zirkle — nur in einem Hause verspürt; wellenförmig.

Tschatesch bei Treffen — von einzelnen verspürt.

Gottschee — von einzelnen verspürt.

Gurkfeld — allgemein bemerkt; NW—SO.

Haidowitz bei Seisenberg — angeblich von einzelnen verspürt.

Haselbach — von vielen verspürt; NW—SO.

Heiligenkreuz bei Littai — W—O; in der Schule nur im zweiten Stockwerke gefühlt.

Hönigstein — von mehreren Personen verspürt.

Johannistal — allgemein, auch während der Arbeit wahrgenommen; Schlafende wurden geweckt; W—O; Schwanke der Wandbilder.

Klingenfels — auch im Freien allgemein verspürt.

Littai — nur von einer Person wahrgenommen.

Nassenfuß — von den meisten, auch im Freien beobachtet; Mauerrisse.

Neudegg — von vielen in Häusern und im Freien verspürt.

Nußdorf — auch im Freien beobachtet; W—O.

Ratschach — von einigen bemerkt.

Rudolfswert — von vielen beobachtet, auch im Freien; N—S.

Sagor — von einzelnen wahrgenommen.

- St. Bartelmae — fast allgemein verspürt; NW—SO; Anschlagen der Kirchenglocken.
- St. Kanzian — sehr stark; NO—SW; Abfallen von Wandbildern; Absturz von Dachziegeln; Abfall von Mörtelbewurf; Sprünge in den Zimmerdecken; die Hälfte eines Rauchfanges stürzte ab; Gehende mußten stehen bleiben; allgemeine Flucht der Bevölkerung.
- St. Lorenz bei Treffen — von einigen verspürt; NW—SO.
- St. Margarethen — allgemein verspürt; Absturz von Dachziegeln.
- St. Peter — von einzelnen verspürt.
- St. Ruprecht — wellenförmig, von mehreren verspürt.
- Savenstein — allgemein wahrgenommen.
- Seisenberg — von einzelnen beobachtet.
- Terschische — in Häusern und im Freien von vielen beobachtet; W—O.
- Trebelno — wellenförmig; NW—SO.
- Treffen — auch im Freien fast allgemein wahrgenommen.
- Weißkirchen — Abfall von etwas Mauerbewurf.
- Wrusnitz — von vielen wahrgenommen.
- Cilli — von wenigen verspürt.
- Dobje bei Montpreis — Beben gefühlt.
- Drachenburg — von vielen Personen wahrgenommen.
- Lichtenwald — Beben beobachtet.
- Montpreis — Beben verspürt.
- Reichenburg — mäßige Erschütterung.
- Steinbrück — von einzelnen verspürt.
- Tüffer — schwaches Beben, von einzelnen wahrgenommen.
- Videm — von einzelnen gefühlt.
- Zabukovje — nur von einzelnen beobachtet.
- Kostanjevac — leicht wellenförmig.
- Poljana an der Sottla — vertikaler Stoß.

Negativ berichteten Rann, Rohitsch, St. Georgen, Sachsenfeld, Schönstein, Trifail, Kal bei Johannistal, Scharfenberg, Mariatal, Töplitz bei Sagor, Islak, Waatsch, St. Martin bei Littai, Primskovo, Žaljna, Groß-Gaber, Döbernig, Polica, Sittich, St. Veit bei Sittich, Groß-Laschitsch, Gutenfeld, Soderschitz,

Reifnitz, Laaserbach, Niederdorf, Masern, Altlag, Osilnica, Rieg, Lienfeld, Hohenegg, Nesselstal, Landstraß, Töplitz und Waldendorf bei Straža, Obersušice, Podgrad bei Maichau, Semič, Möttling, Tschernembl, Vinica.

Seine größte Intensität entfaltete das Beben in St. Kanzian, Wutschka und St. Margarethen, Weißkirchen und Klängenfels, wobei St. Kanzian das Epizentrum selbst darstellt. Außer dieser Zone läßt sich annähernd ein Gebiet umgrenzen, das Intensität V aufweist. Weiter auswärts liegt ein Gebiet mit geringer Intensität, in welchem sich positive und negative Nachrichten mischen. Einzelne Nachrichten stimmen nicht gut in das Gesamtbild des Bebens; da wären, falls die Berichte wirklich unbedingt stichhaltig waren, die hohen Intensitäten in Treffen und Rudolfswert zu nennen, für welche eine Erklärung nicht gefunden werden kann; doch sind bei beiden Orten infolge der benachbarten negativen Nachrichten die Angaben, welche auf eine höhere Intensität schließen lassen, etwas unsicher. Die Umgrenzung der Intensität V scheint darauf hinzudeuten, daß die Stoßzone des Bebens eine NW—SO-Linie ist und nicht mit der Linie des Nordrandes der Landstraßer Ebene zusammenfällt. Damit stimmt die Tatsache gut überein, daß die Epizentralregion gerade in der Nordwestecke der Landstraßer Ebene liegt, deren Westgrenze auch einer Störung entspricht. Wir verweisen mit besonderem Nachdruck darauf, daß Klängenfels dort liegt, wo die Linie von Arch und der Bruch, der die Landstraßer Bucht im Westen begrenzt, sich schneiden. Das bei dem in Erörterung stehenden Erdbebenschwarm im Epizentrum liegende St. Kanzian liegt, wie wir nachgewiesen haben (p. 114), an einer jungen Bruchlinie. Wir haben diese Bruchlinie bis in das Uskokegebirge verfolgt und haben hervorgehoben, daß der Bruch sehr wahrscheinlich das ganze Uskokegebirge durchsetzt und mit der Störung bei Krasić zusammenfällt. Unter diesem Gesichtspunkt gewinnt die Erschütterung von Kostanjevac bei Krasić, das in der Nähe der Störung liegt, eine besondere Bedeutung, da dies eine Erschütterung an einer tektonisch vorgezeichneten Linie ist.

Auffallend ist überhaupt die Tatsache, daß die Linie am Südrande des Gurkfelder Berglandes, d. i. die Linie von Arch, relativ wenig für dieses Beben in Betracht kommt. Die Landstraßer Thermenlinie blieb in Ruhe.

Bezeichnend ist der Umstand, daß das Epizentrum, St. Kanzian, dort liegt, wo die Linie von Arch und der dinarisch streichende Bruch von St. Kanzian sich schneiden. An beiden Linien fanden, wie wir nachgewiesen haben, Verstärkungen des Miozäns gegen Trias statt.

Dem großen Beben folgten zwischen 14^h 13^m und 16^h 05^m im Epizentrum mehrere Stöße; so wurden in Wutschka sechs Stöße, in St. Kanzian mehrere Stöße und in St. Margarethen ein Erdstoß beobachtet.

Um 15^h 10^m folgte ein Erdbeben, das heftiger war und wieder von der Epizentralregion Klingenfels, St. Kanzian und St. Margarethen ausging. Darüber wird aus folgenden Orten berichtet:

Arch — sehr schwach.

Wutschka — Stoß beobachtet.

Zirkle — nur in einem Hause verspürt.

Tschatesch bei Treffen — von vielen beobachtet; O—W;

Schwanken der Lampen.

Heiligenkreuz bei Littai — von vielen wahrgenommen.

Klingenfels — allgemein beobachtet.

Nassenfuß — von den meisten verspürt.

St. Kanzian — allgemein wahrgenommen.

St. Lorenz bei Treffen — von einzelnen gefühlt; NW—SO.

St. Margarethen — allgemein wahrgenommen.

Savenstein — leichter vertikaler Stoß.

Terschiche — Stoß in W—O.

Trebelno — Stoß, schwächer als jener um 14^h 13^m.

Dieses Erdbeben das eine verkleinerte Ausgabe des Bebens um 14^h 13^m ist, hat im wesentlichen eine Fläche betroffen, welche mit der Intensität V der größeren Erschütterung zusammenfällt. Außer dieser Fläche liegen nur wenige Orte; von diesen kommt die merkwürdigste Nachricht aus Heiligenkreuz; diese läßt es als zweifelhaft erscheinen,

ob dieser Ort noch zum Beben gehört oder ob es sich um ein anderes Beben, vielleicht ein Relaisbeben, handelt. Jedenfalls ist auch beim Beben um 15^h 10^m die gegen Norden gerichtete Verbreitung und das geradezu unvermittelte Abbrechen des Schüttergebietes im Süden ungemein auffallend.

Nach dieser Erschütterung geschahen wieder kleine Bodenbewegungen, welche nicht insgesamt auf die Epizentralregion beschränkt waren; so wurde um 18^h Klingenfels, um 18^h 12^m Savenstein, um 21^h 45^m Wutschka, um 22^h Rann erschüttert.

Um 23^h 45^m erfolgte neuerlich eine von St. Kanzian ausgehende Erschütterung. Darüber liegen Meldungen vor aus:

Arch — leichter Erdstoß.

Bründl — Erschütterung, so stark wie jene um 14^h 13^m.

Hönigstein — von Wachenden allgemein verspürt; W—O; das Beben war stärker als jenes um 14^h 15^m.

Johannistal — wellenförmig.

Klingenfels — Bewohner aus dem Schlafe geweckt.

Nassenfuß — Bewohner aus dem Schlafe geschreckt.

Rudolfswert — von einzelnen verspürt.

St. Bartelmae — nur von solchen Leuten bemerkt, welche einen leichten Schlaf haben.

St. Kanzian — Schlafende wurden geweckt.

St. Margarethen — Erdstoß verspürt.

St. Rupprecht — von Wachenden verspürt.

Savenstein — Schlafende wurden geweckt.

Treffen — von Wachenden wahrgenommen.

Weißkirchen — Erderschütterungen verspürt.

Lichtenwald — »halbstarkes« Beben.

Auch dieses Beben ist im wesentlichen auf das Gebiet mit Intensität V des Bebens von 14^h 13^m beschränkt und hat ebenfalls die schon erwähnte Verbreitung beiläufig in Süd—Nord.

Den Schwarm beendete eine Reihe von Nachbeben und Erschütterungen fern vom Epizentrum liegender Ortschaften; die letzteren dürften wohl auf die Auslösung lokaler Span-

nungen zurückzuführen sein. Darüber gibt die folgende Übersicht eine Auskunft:

24. Mai, 1^h, Haidowitz — Leute aus dem Schlafe geweckt.
 1^h, Heiligenkreuz bei Littai — von einigen beobachtet.
 1^h, Sagor — von einigen Leuten verspürt.
 1^h, St. Kanzian — Schlafende wurden geweckt.
 1^h, Trebelno — Erdstoß.
 2^h 10^m, Trebelno — Erdstoß.
 0^h 10^m, Wrusnitz — von einzelnen verspürt (diese Nachricht bezieht sich vielleicht auf das Beben von 23^h 45^m.
 4^h 2^m, Wrusnitz — von einzelnen verspürt.
27. Mai, 12^h 10^m, St. Kanzian — ziemlich stark.
30. Mai, 12^h 0^m, Trebelno — wellenförmig.
 12^h 4^m, Savenstein — nicht allgemein verspürt.
 14^h 18^m, Savenstein — leichter Erdstoß.
31. Mai, 12^h 30^m, St. Kanzian — ziemlich stark, auch im Freien bemerkt.
4. Juni, 21^h, St. Kanzian — ziemlich stark.

Was nun die Wetterlage hinsichtlich der Beben vom 23. und 24. Mai betrifft, wäre nur anzuführen, daß an den genannten Tagen der Luftdruck in ständigem, sehr bedeutendem Ansteigen begriffen war.

Am 14. November 1905 trat um 13^h 45^m am Nordrande der Landsträßer Bucht ein Beben ein, das im Gebiete von Haselbach sein Epizentrum hatte. Darüber liegen Berichte vor aus:

- Gurkfeld — N—S; von vielen wahrgenommen.
 Haselbach — S—N; von vielen verspürt.
 St. Bartelmae — sehr leichtes Beben; zwei vertikale Stöße.
 Wutschka — unbedeutendes Beben; wellenförmig, von einzelnen bemerkt.
 Nassenfuß — S—N; von vielen bemerkt.
 Videm — schwach verspürt.
 Lichtenwald — kaum merklich verspürt.

Negative Nachrichten kamen aus: Drachenburg, Lichtenwald, Rann, Windisch-Landsberg, Arch, Bründl, Savenstein, Ratschach, St. Rupprecht, St. Margarethen, Landstraß, Zirkle und Puschendorf.

Die von Videm bis Wutschka verlaufende Schütterzone zeigt, daß eine vom Nordrande der Landstraßer Ebene ausgehende Erschütterung vorliegt. Wie die Zeitangaben und das Verbreitungsgebiet zeigt, ist dieses Erdbeben von dem Erdbebenschwarm von Reichenburg, mit dessen Haupterschütterung es zeitlich fast zusammenfällt, wohl zu trennen. Dieser sehr merkwürdige Erdbebenschwarm wurde durch zwei Vorbeben um 10^h 1^m und 13^h 35^m eingeleitet; darauf folgte um 13^h 47^m die Haupterschütterung; diese betraf Reichenburg so stark, daß bedeutende Risse in Gebäuden entstanden; aber in Šedum (5 km nördlich von Reichenburg), Lovka (4 km nordöstlich) und Gorica (5 km östlich) wurde vom Beben nichts mehr verspürt. Vielleicht aber gehört die oben angeführte Erschütterung von Nassenfuß zum Reichenburger Beben. In Reichenburg folgten am 14. November noch fünf, am 15. November drei und am 16. November zwei Nachbeben.

Der Nordrand der Landstraßer Ebene ist reicher an Erschütterungen, bei welchen nur ein Ort betroffen wurde, wie folgende Angaben zeigen:

- 13. Jänner 1913, 1^h 22^m in Klingenfels — nur von einer Person verspürt.
- 13. Jänner 1913, 1^h 32^m in Klingenfels — nur von einer Person beobachtet; alle Orte der Umgebung berichteten negativ.
- 26. Oktober 1901, 20^h 30^m in Klingenfels — vertikaler Stoß, von den meisten verspürt; dieses Beben, das auch in Terschische als wellenförmige Bewegung wahrgenommen wurde, ist ein Vorbeben zu der Erschütterung von Nassenfuß am 26. Oktober um 21^h 30^m.

8. August 1902, 20^h 32^m in Weißkirchen — von mehreren beobachtet. Negativ berichteten St. Bartelmae, Klingenfels, Wrusnitz, St. Margarethen.
30. Jänner 1909, 19^h 43^m in Haselbach — leichtes Beben. Negativ berichteten Arch, Wutschka, St. Margarethen, Landstraß.
12. Juni 1914, 23^h 45^m in Klingenfels. Negativ berichteten Terschische, Trebelno, St. Peter, St. Margarethen, Wutschka.

4. Erdbeben mit Epizentrum in der Landstraßer Ebene.

Erschütterungen, deren Epizentrum in der Ebene von Landstraß selbst liegt, sind selten. Eine solche war das Beben vom 1. Februar 1909 um 19^h 40^m. Dieses wurde in Groß-Podlog fast allgemein als ein Stab von unten wahrgenommen. Auch in Zirkle wurde es von vielen beobachtet.

5. Nachbeben von Agramer Beben in der Landstraßer Bucht.

Für den Charakter der Landstraßer Bucht als ein habituelles Stoßgebiet ist es ungemein bezeichnend, daß nach größeren Erschütterungen, deren Epizentrum im bekannten Erdbebengebiet von Agram liegt, Erdbeben in der Landstraßer Bucht auftreten, welche ein Erzittern derselben, unabhängig von dem Herde bei Agram, darstellen. Diese kleinen Erschütterungen sind sozusagen Auslösungen von latenten kleinen Spannungen, welche durch den benachbarten Erdbebenherd sich schwach erschütternd äußern.

Solche Nachrelaisbeben gab es in neuerer Zeit folgende:

10. Jänner 1906, zirka 23^h in Arch — starker Stoß.
Zirkle — fast allgemein verspürt.
Gurkfeld — von vielen bemerkt.
Landstraß — zwei starke Stöße.
Rudolfswert — starker Stoß.

St. Bartelmae — fast allgemein
bemerkt.

Weißkirchen — von Wachenden
beobachtet.

Wrusnitz — von einzelnen ver-
spürt.

11. Jänner 1906, 0^h 0^m in St. Bartelmae — leichter Erdstoß.
2^h 30^m in Weißkirchen — leichtes Beben.
zirka 4^h in Landstraß — kurzer, starker
Stoß.

Wutschka — wellenförmig.

3^h 30^m in Hönigstein — wellenförmig.

6^h 20^m in Landstraß — kurzer, starker
Stoß.

Wutschka — von einigen ge-
fühlt.

18. Jänner 1906, 2^h 25^m in Gurkfeld — von vielen verspürt.

18. Dezember 1905, zirka 1^h in Haselbach — Beben verspürt.
zirka 4^h in Nußdorf — von einzelnen beob-
achtet.

Die bemerkenswerteste Erscheinung ist der kleine Erd-
bebenschwarm, der wahllos die Landstraßer Ebene am 10.
und 11. Jänner betraf. Der Schwarm gehört in die Reihe der
Nachbeben zum Agramer Beben vom 2. Jänner 1906; dabei
ist aber zu bemerken, daß keines dieser Beben der Land-
straßer Ebene zur gleichen Zeit auch in Kroatien gefühlt
wurde. Es handelt sich also um Erschütterungen eines dem
Hauptepizentrum benachbarten Schüttergebietes.

6. Erdbeben im Tertiärlande im Norden der Save bei Rann.

In dem dreieckigen, von dem Nordost streichenden Zuge
der Orlica, der Sottla und der Save bei Rann begrenzten
Tertiärlande sind Erschütterungen, und zwar Einzelerschüt-
terungen nicht selten. Ich verzeichne im folgenden derartige
Erscheinungen.

12. März 1897, 20^h 49^m in Dobova — ziemlich stark, so daß viele Leute auf die Straße liefen. Negativ berichteten Rann, Videm, Montpreis u. a. m.
22. Februar 1908, 11^h 33^m in Kapellen — leiser Stoß.
4. September 1908, 3^h 15^m in Globoko — von den meisten Bewohnern verspürt.

Sehr bemerkenswert ist eine Reihe von Nachrichten aus Globoko bei Rann. Wegen des besonderen Interesses lassen wir die Originalberichte folgen, die Oberlehrer Tominc eingesandt hat; er schreibt:

»Schon mehrere Wochen werden wir durch unterirdisches Dröhnen, welches Explosionen ähnlich ist, beunruhigt. Wiederholt gibt es auch ein leichtes Beben. Am 18. September 1916, um 13^h 15^m, aber erbebte die Erde so heftig, daß der Bewurf von der Zimmerdecke herabfiel, von einigen Häusern stürzten sogar die Rauchfänge herab. Das Beben wiederholte sich noch am Abend desselben Tages und auch nachts. Auch am 24. September erfolgte ein Erdbeben, welches ganz jenem vom 18. September gleich. Die Stöße waren nicht horizontal, sondern vertikal, was man daraus ersehen konnte, daß die Hängelampe nicht ins Schwingen kam.

Auch am 14. Oktober 1916, 23^h 15^m, und am 18. Oktober 1916, 13^h 10^m, traten zwei leichte Erdstöße ein, ähnlich unterirdischen Explosionen, wie man sie vor Jahren aus dem hierortigen, jetzt eingestellten Bergbau hörte. Es ist charakteristisch, daß auch bei diesen Beben hängende Gegenstände nicht in Schwingungen gerieten und daß die Bevölkerung der nächsten, einige Kilometer entfernten Ortschaften von diesem Beben nichts wahrnahm. Die Kirche ist durch das Beben vom 16. Oktober ziemlich stark beschädigt worden; der Kirchturm neigte sich merklich, es fiel eine ziemliche Menge von Mörtelbewurf ab und es entstanden Mauersprünge. Auch beim alten Schulgebäude löste sich ziemlich viel Bewurf ab und die bereits früher bestehenden Sprünge in den Mauern erweiterten sich. Vertrauenswürdige Männer teilten mir mit, daß

von einigen Häusern in Blatno und Mali vrh Rauchfänge abstürzten. Ein Dröhnen hörte man in der angegebenen Zeit häufig, doch wurde es meist der Isonzofront zugeschrieben. Wir hören es von Zeit zu Zeit und auch die Erde vibriert anscheinend mehrmals leicht.*

Globoko liegt mitten im Tertiärgebiet; das Durchstreichen einer tektonischen Linie ist nicht erweislich und auch kaum anzunehmen. Die hohe Intensität und die geringe horizontale Verbreitung lassen auf ein hochliegendes Hypozentrum schließen. Es erinnern diese Geräusche und Bodenbewegungen an eine Reihe von Erscheinungen, welche dem Erdbeben von Rann vom 29. Jänner 1917 vorausgegangen und nachgefolgt sind. Wir werden im zweiten Teil dieser monographischen Bearbeitung des Ranner Erdbebens bei der Erörterung des Schüttergebietes dieses Erdbebens noch auf diese Sache zurückzukommen haben.

7. Erdbeben am Nordostrand des Uskokengebirges.

Es ist bemerkenswert, daß der genannte, von Rann über Groß-Dolina und Bregana nach Samobor sich erstreckende Rand des Uskokengebirges eine geringe seismische Tätigkeit entfaltet. Wir wollen auch noch hervorheben, daß auch der in der Bucht von Landstraß so ausgeprägte lineare Charakter der Beben fehlt, wie die folgenden Angaben belegen.

Am 19. Juli 1907 fanden mehrere Erderschütterungen am Rande des Uskokengebirges statt; aus Steiermark werden sie um 1^h 30^m und um 1^h 55^m, aus Krain um 1^h 15^m und 1^h 30^m, aus Kroatien um 1^h 40^m gemeldet. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir das steirische Beben um 1^h 30^m und die Krainer Nachrichten von 1^h 15^m, ferner die steirischen Nachrichten von 1^h 55^m, die Krainer Berichte von 1^h 30^m und die kroatischen Angaben von 1^h 40^m zu zwei Beben zusammenfassen.

Das Erdbeben um 1^h 15^m wurde in folgenden Orten beobachtet:

Artitsch — sehr deutlich verspürt.

Globoko — ziemlich heftig, stärker als das Beben um 1^h 30^m.

Kapellen — schaukelnde Bewegung.

Wisell — von Schlafenden nicht verspürt.

Groß-Dolina — starker Stoß von unten, Schlafende wurden geweckt.

Zirkle — von vielen gespürt, auch im Freien; Schlafende wurden geweckt.

Lužnica. — Bei diesem oder bei dem folgenden Beben trat eine Verschiebung einiger Bilder an der Wand ein.

Das Epizentrum ist Groß-Dolina. Diese Feststellung zeigt die Unvollständigkeit der Nachrichten aus Kroatien. Bemerkenswert ist der Umstand, daß das Beben eine relativ große Fläche stark betroffen hat; das zeigen die Berichte aus Zirkle und Globoko. Es stellt so diese Erschütterung einen Typus vor, der ganz durchgreifend von den linearen Beben der Landstraßer Bucht verschieden ist.

In derselben Nacht trat eine zweite Bodenbewegung ein, die sich etwa um 1^h 30^m ereignete. Von dieser Erderschütterung liegen aus ziemlich vielen Orten Berichte vor:

Artitsch — Beben deutlich verspürt.

Globoko — von den meisten Bewohnern verspürt; schwächer als das Beben um 1^h 15^m.

Kapellen — schaukelnde Bewegung.

Wisell — meist in höheren Stockwerken, nur von Wachenden bemerkt.

Groß-Dolina — starker Stoß; bei einer Kirche löste sich ein Stück des Mauerbewurfes ab.

Groß-Podlog — wellenförmige Bewegung.

Haselbach — Beben verspürt.

Heiligenkreuz — Beben schwach wahrgenommen.

Landstraß — Stoß beobachtet.

Puschendorf — schwacher Stoß.

Belovar — schwaches Zittern (wegen allzu großer Entfernung nicht in die Fig. 31 aufgenommen).

Lužnica (Brdovac) — Verschiebung von Bildern an den Wänden.

Ozalj — Stoß von unten.

Pisarovina — nur von einer Person verspürt (nicht in Fig. 9).

Repišče (Okić) — Erzittern der Einrichtungsgegenstände.
Samobor — ziemlich starkes Schaukeln.
Sv. Jana — Stoß von unten.
Vrabče — sehr schwacher Stoß.
Zabok — Beben wahrgenommen.
Agram — leichter Stoß.

Negative Nachrichten kamen aus Arch und Gurkfeld.
Nachbeben wurden gemeldet in:

Groß-Dolina um 1^h 50^m, 2^h 16^m, 4^h 30^m, 7^h 0^m, 22^h 15^m;
Samobor um 1^h 50^m, 4^h 25^m;
Agram um 1^h 53^m, 7^h 09^m;
Kašina um 23^h 20^m;
Drachenburg um 2^h 28^m.

Die Nachrichten aus Drachenburg, Agram und Kašina zeigen, daß eine größere Fläche von einer seismischen Unruhe ergriffen war. Bezeichnend ist das Eintreten der Nachbeben im Epizentrum, d. i. in Groß-Dolina und in dem nahe gelegenen Orte Samobor.

Das eben behandelte Erdbeben zeigt so wie das erste Beben des 19. Juli 1907 die Bewegung einer relativ großen Fläche ohne Ausprägung eines linearen Charakters.

Der Nordostrand des Uskokengebirges zeigt wie die Landstraßer Bucht eine Reihe von Einzelerschütterungen, wie die folgenden Angaben zeigen:

17. Jänner 1906, um 23^h 7^m in Tschatesch zwei Stöße, welche als Nachbeben zu einem Agramer Beben aufzufassen sind.
- Zirka 20. September 1916, vor 7^h in Tschatesch leichtes Beben.
15. Juli 1897 in Samobor eine leichte wellenförmige Bewegung.
28. September 1906, zirka 3^h in Samobor ein schwaches Zittern. Dieses Beben gehört nicht direkt zu dem Erdbebenschwarm an der Linie von Landstraß (p. 129).
3. September 1908, um 1^h 58^m in Samobor und in den nahe liegenden Sv. Nedelja ein schwaches Beben.

8. Erdbeben am Südostrande des Uskokengebirges.

Der Südostrand des Uskokengebirges ist durch die Orte Sv. Nedelja—Sv. Jana—Kradić—Ozalj markiert. Seine Geradlinigkeit wurde bereits von Stur mit einer Störungslinie begründet. Von rein geographischen, auf der Besichtigung der orographischen Verhältnisse beruhenden Gesichtspunkten ausgehend, muß betont werden, daß der Südostrand des Agramer- und Uskokengebirges eine scharf markierte, ungemein auffallende »Leitlinie« darstellt.

Dieser Südostrand ist ein häufig bewegtes Erdbebengebiet. Wir sind infolge des nicht vollständig vorliegenden Beobachtungsmaterials nicht imstande, eine erschöpfende Darstellung der neueren Erdbeben des Südostrandes zu geben, betonen aber, daß eine solche im Verein mit einer Darstellung der Kulpabeben eine lockende Aufgabe wäre. Wir greifen aus der Reihe der Erdbeben nur einzelne heraus, nämlich einige Einzlerschütterungen und zwei deutliche Längsbeben.

Einzlerschütterungen fanden z. B. statt in

Plešivica am 8. Mai 1902 um 1^h 30^m;

Plešivica am 3. April 1902 um 14^h 30^m;

Vukmanić bei Kradić am 10. April 1904 um 4^h;

Kostanjevac am 22. April 1905 um 3^h 25^m und 3^h 50^m; von diesen Beben war das zweite fast vertikal, das erste hatte die Richtung SW—NO.

Auf die Beteiligung der Linie am Südostrande des Uskokengebirges weist das Beben vom 3. April 1901 hin, bei dem Samobor und Sv. Jana bei Jaska erschüttert wurden.

Eine sehr klar auf der Linie des Südostabbruches des Uskokengebirges und des Agramer Gebirges verlaufende Erschütterung ist jene vom 20. Februar 1900. Über diese sind aus folgenden Orten Nachrichten vorhanden:

Agram — in einzelnen Stadtteilen zu ebener Erde, in anderen besonders in höheren Stockwerken wahrgenommen.

Vrabče — Gläserklirren.

Stenjevac — Beben beobachtet in SW—NO-Richtung.

Samobor — leichtes Beben mit starkem Getöse.

Kašina — Beben von mittlerer Stärke.

Alle erschütterten Orte liegen fast genau an einer geraden Linie. Der tektonische Charakter dieses Bebens liegt klar auf der Hand.

9. Ergebnisse über die Erdbeben.

In dem Senkungsgebiete der Landstraßer Bucht fallen die Erdbeben mit den tektonischen Linien zusammen. In sehr klarer Weise ist das der Fall an der Linie von Arch und an der Landstraßer Thermenlinie. Wo die Linie von Arch auf den westlichen Randbruch der Landstraßer Bucht stößt, liegt ein Gebiet starker und häufiger Erschütterungen.

Das Zusammenfallen der Erdbeben mit den Störungslinien, welche die Bucht von Landstraß im Norden und Süden begrenzen, zeigt, daß wir es mit reinen tektonischen Erdbeben zu tun haben. Sie hängen innig zusammen mit der Tieferschaltung der Ebene von Landstraß gegenüber dem Uskokengebirge und dem Bergland von Gurkfeld—Groß-Dorn. Die Erdbeben zeigen nur, daß jene Vorgänge, welche die tiefere Lage der Bucht von Landstraß bedingt haben, auch heute noch nicht erloschen sind. Diese orogenetischen Vorgänge können in dem weiteren Fortschritt der Senkung der Ebene oder in einem Heraussteigen des Berglandes bestehen.

Besonders charakteristisch für das Gebiet der Landstraßer Bucht sind die Erdbebenschwärme. Es sei nur bemerkt, daß solche Schwärme auch der Südwestseite des Uskokengebirges nicht fehlen; so hat erst im Jahre 1914 ein solcher Schwarm Möttling heimgesucht. Diese Erdbeben wären noch zu untersuchen.

Der Südostrand des Uskokengebirges ist ein häufig bewegtes Erdbebengebiet, während am Nordostrand die seismische Tätigkeit am wenigsten hervortritt.

So treten uns die Ränder des Uskokengebirges als Erdbebengebiete entgegen. In das rechte Licht wird die Sache erst gerückt durch die Überlegung, daß der Nordostrand des Uskokengebirges parallel der Linie von Planina geht, daß

zwischen dieser und den dinarischen Brüchen des von uns studierten Gebietes eine ebensolche Parallelität herrscht wie zwischen der Linie von Arch und der Landstraßer Thermelinie mit vielen Begrenzungen der triadischen Ausläufer der südlichen Kalkalpen. Es tritt uns ein Netz von sich kreuzenden Sprüngen entgegen, von denen viele durch eine bedeutende seismische Tätigkeit ausgezeichnet sind.

Die Erdbeben der Landstraßer Bucht haben bei oft sehr bedeutender Intensität ein ungemein geringes Schüttergebiet. Wir schließen daraus auf ein ungemein seicht liegendes Hypozentrum und erkennen darin wieder die enge Beziehung der Erdbeben zu den tektonischen Linien; denn nur solche Erderschütterungen, welche ein sehr seichtes Epizentrum haben, können in direkte kausale Beziehung zu oberflächlichen Störungen gebracht werden.

In der Erörterung der einzelnen Erderschütterungen haben wir den Begriff »Nachrelaisbeben« aufgestellt. Wir verstehen darunter Erschütterungen unmittelbar benachbarter Erdbebengebiete, also Bewegungen vom Charakter der Relaisbeben, von diesen sich aber dadurch unterscheidend, daß sie nicht gleichzeitig, sondern zeitlich kurz darauf folgend der größeren Erschütterung auftreten. Das sind also Lösungen von Spannungen, die kurz nach einer Erschütterung ein unmittelbar benachbartes Gebiet in Bewegung setzen.

