

DIE ALPEN IM EISZEITALTER

VON

ALBRECHT PENCK
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
BERLIN

UND

EDUARD BRÜCKNER
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
WIEN

VON DER SEKTION BRESLAU DES DEUTSCHEN
UND ÖSTERREICHISCHEN ALPENVEREINS GEKRÖNTE PREISSCHRIFT

IN DREI BÄNDEN



LEIPZIG 1909
CHR. HERM. TAUCHNITZ

DIE ALPEN IM EISZEITALTER

VON

ALBRECHT PENCK
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
BERLIN

UND

EDUARD BRÜCKNER
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
WIEN

DRITTER BAND

DIE EISZEITEN IN DEN SÜDALPEN
UND IM BEREICH DER OSTABDACHUNG DER ALPEN

LEIPZIG 1909
CHR. HERM. TAUCHNITZ

Das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen ist vorbehalten.

Die Verlagshandlung.

Inhalt des dritten Bandes.

Drittes Buch.

Die Eiszeiten in den Südalpen.

S. 717—1042.

| | Seite |
|---|---------|
| Einführender Überblick. Von Albrecht Penck | 717—719 |
| Erstes Kapitel: Die Gletscher der provençalischen Alpen. Von Albrecht Penck | 719—745 |
| I. Der Durancegletscher | 719—733 |
| Geschichtliches 719. — Gliederung der Schotter im Durancethale 720. — Alt- und Jungmoränen 721. — Deckenschotter 722. — Moränen um Veynes 724. — Zungenbecken im Durancethale 724. — Thalzug von Gap 725. — Gletscherausbreitung im Gapençais 726. — Jüngere Moränen des Gapençais 727. — Schotterterrassen des Embrunois. Achenschwankung und Bühlstadium 728. — Stufenbau des oberen Durancethales im Briançonnais 729. — Kilians Theorie der Übertiefung 729. — Clarée und Durance. Verbauung am Mont-Genèvre 730. — Stufen von Briançon und l'Argentière 731. — Gschnitzstadium und Daunstadium; warme Interstadialzeit 732. | |
| II. Die kleinen Gletscher der provençalischen Alpen | 733—745 |
| Thal der Bléone 733. — Verdonthal 734. — Vartthal 735. — Tineé und Vésubiethal 736. — Rojathal 737. — Schotterterrassen im Vartthale 737. — Pliocäne Delta des Var 738. — Pliocäne Thalboden 738. — Marine Terrassen bei Nizza und ihre Beziehungen zum Glacialen 738. — Die Eiszeiten in den provençalischen Alpen 739. — Die eiszeitliche Schneegrenze 740. — Glaciale Bodengestaltung 742. — Postpliocäne Hebung der Alpen 743. — Paläolithische Funde 743. | |
| Zweites Kapitel: Die padanischen Gletscher. | 745—953 |
| Geschichtliches 746. | |
| I. Die Gletscher der piemontesischen Alpen. Von Albrecht Penck | 749—777 |
| Übersicht und Geschichtliches 750. — Seealpen und ligurische Alpen 750. — Cottische Alpen. Die Thal- und Gehängegletscher 752. — Gehängegletscher und Schneegrenze 753. — Terrassen und Ferretto 754. — Gletscher der Dora Riparia. Jungmoränen 755. — Zungenbecken 756. — Altmoränen 757. — Schotterkegel von Turin 757. — Löss von Rivoli 758. — Graiische Alpen. Moränen 760. — Schotterkegel der Stura di Lanzo 761. — Der Gletscher der Dora Baltea 761. — Jungmoränen 762. — Zungenbecken 763. — Altmoränen und ihre Schotter 764. — Übergangskegel der Jungmoränen 766. — Ferretto 766. — Pliocän 767. — Gegend von Biella 768. — Valsesia-Moränen 769. — Pliocän 770. — Terrassen 771. — Geringe Gletschergrösse in den piemontesischen Alpen. Schneegrenze 772. — Gliederung des piemontesischen Quartärs 773. — Die Ebenen von Unter- und Ober-Piemont 775. — Anzapfung des Tanaro 777. — Lücke zwischen padanischem Pliocän und Quartär 777. | |
| II. Die insubrischen Gletscher. Von Albrecht Penck | 778—799 |
| Übersicht 778. — Geschichtliches 779. — Gletscherhöhe im Gebirge. Zufließen und Abfließen des Eises über Pässe 779. — Diffluenz des Tessingletschers 780. | |

- Diffuenz des Addagletschers 781. — Das Gebiet von Lugano 782. — Verbreitung des erraticen Materials 782. — Die Gletscherzungen 784. — Die insubrischen Moränenamphitheater. Jung- und Altmoränen 784. — Nieder- und Hochterrassenschotter 785. — Interglacialer Torf 787. — Ferretto und Ceppo 787. — Ferrettomoränen 788. — Anzeichen verschiedener alter Ferrettos 789. — Bau der Moränenamphitheater 789. — Aufbau der Poebene südlich der Amphitheater 792. — Die Gletscherzungen des insubrischen Gebietes. Die Zunge von Orta 793. — Die Luganesischen Gletscherzungen 794. — Die Zunge von Brivio 795. — Die Zunge von Valassina 796. — Wechsel in der Bedeutung der Gletscherzungen 797. — Parallelisierung und Alter der eiszeitlichen Schichtfolge 798. — Aufstauung des Langensees durch die Quartärbildungen 799.
- III. Die insubrischen Gletscher (Schluss) 799—823
- Thalübertiefung 799. — Tocethal und Ortasee 799. — Tessinthal 800. — Langensee 801. — Westflügel des Luganosees 803. — Veltlin und Bergell 803. — Comosee 804. — Ostflügel des Luganosees 805. — Alter der Übertiefung 806. — Die insubrischen Seen 807. — Besonderheiten des Langensees 808. — Die Tiefen der Seen 809. — Seegabelung. Einfächerung 809. — Diffuenz- und Transfluenzstufen 811. — Diffuenzbecken 812. — Moränen und interstadiale Ablagerungen an den insubrischen Seen 813. — Interglaciales Thone bei Calprino am Luganosee 814. — Breccien von Laorca und im Grignagebirge 815. — Interglaciales Thone von Re im Vigezzothale 816. — Die interglaciale Flora auf der Südseite der Alpen 820. — Klima der Südalpenthale während der Riss-Würm-Interglacialzeit 821. — Eiszeitliche Schneegrenze und postglaciale Stadien 822.
- IV. Der Ogliogletscher und seine Nachbarn. Von Albrecht Penck . . . 823—846
- Übersicht 823. — Gletscherhöhe im Gebirge und Diffuenz 824. — Das eabinische Moränenamphitheater 825. — Schotter und Terrassen 826. — Ufermoränen 828. — Die Äste von Val Cavallina und Val Borlezza 829. — Gefälle im Bereiche der Diffuenz 830. — Interglacialer See von Pianico 830. — Adrara und Foresto 834. — Glaciale Übertiefung des Ogliothales. Cozzaglios Ansichten 834. — Präglaciale Thalboden und Verschiebung der Wassenscheiden 835. — Stufenbau im oberen Ogliothale. Salomons Studien im Aviothale 835. — Baltzer gegen die glaciale Erosion des Iseosees 836. — Hans Hess über glaciale Erosion im Ogliothale 837. — Postglaciale Stadien im Ogliogebiete 838. — Brembo- und Seriogletscher 838. — Die interglacialen Kohlen von Lefte 839. — Fauna und Flora von Lefte 841. — Mella-Gletscher 842. — Die eiszeitliche Schneegrenze in den Bergamasker und Brescianer Alpen 843. — Gefällsverhältnisse der Täler. Kein Rücksinken der Alpen 844. — Morphologischer Charakter der Täler. Abbiegen der Alpen zur Poebene 845.
- V—VIII. Der Etschgletscher. Von Albrecht Penck 846—953
- V. Der Etschgletscher: Ausbreitung und Verästelungen 846—867
- Einleitung 846. — Geschichte der Erforschung 847. — Literatur 849. — Vintschgauer Gletscher 852. — Oberer Eisackgletscher 853. — Pusterthalgletscher gegen Toblacherfeld 853. — Geschwindigkeit des Pusterthalgletschers bei Bruneck 854. — Gaderthal 855. — Brixener Becken und Grödener Thal 856. — Eisansammlung von Bozen 856. — Nocegletscher im Sulzberg 857. — Avisiogletscher 857. — Eisansammlungen bei Trient 859. — Eiszeitliche Schneegrenze zwischen Bozen und Trient 859. — Diffuenz des Etschgletschers 860. — Überfließen ins Sarcagebiet 860. — Sarcagletscher 861. — Gardagletscher 861. — Überfließen zur Brenta 862. — Plateau von Lafrasn und Asticothal 862. — Assathal und Sette Comuni 863. — Abzweigungen in der Nähe des Pasubio 863. — Etschthalgletscher und Loppiothal 864. — Lokale Gletscher zwischen den Ästen des Etschgletschers. Schneegrenze am Alpensaume 865. — Chiese-Gletscher 866.
- VI. Die Moränenamphitheater des Etschgletschers und seiner Nachbarn. 867—889
- Das Moränenamphitheater des Gardasees 867. — Die Jung-Endmoränen 868. — Der Übergangskegel 868. — Innere Jungmoränenwälle 869. — Altmoränen Gürtel

869. — Abschwenken des Altmoränengürtels und seine Entblössung 870. — Gliederung des Altmoränengürtels 871. — Schotterfelder der Altmoränen; Hügel von Castenedolo 874. — Der pliocäne Mensch von Castenedolo 875. — Altmoränen am M. Moscal. Volpino 875. — Schotter von Portese 876. — Gliederung der Glacialbildungen am Gardasee 877. — Der Gardasee 878. — Ufermoränen 879. — Gefällsverhältnisse des Gardagletschers 880. — Einzelbeobachtungen am Gardagletscherufer 880. — Cozzaglios Ansichten 882. — Ablagerungen innerhalb der Ufermoränen, Scaglia-scholle von Torri 883. — Jungtertiär bei Salò 883. — Ledrothal 884. — Zungenbecken des Idrosee 885. — Terrassen des Chiesethales 886. — Interglacial im Vrendathale 886. — Moränenamphitheater von Rivoli Veronese; Veroneser Klause 887. — Etschthalsee 888. — Altmoränen und ältere Schotter am Ausgange des Etschthales 888. — Aufschüttung der Poebene südlich vom Gardasee und Nachbarthälern 889.

VII. **Übertiefung des Etschgletschers** 890—912

Vintschgau und Gegend von Meran 890. — Etschthal in der Etschbucht. Bänder und Gesimse 891. — Eisackthal 893. — Eugen und Weitungen, Schlucht des Kuntersweges 893. — Pusterthal 895. — Beckenmündungen 896. — Nocethal 896. — Avisiothal 897. — Übertiefung des Etschthales am Abfalle des Mendelrückens 898. — Mündungsenge des Etschthales und Thal von Loppio 899. — Eiszzeitliche Thalverlegung der Etsch 900. — Pass von Terlago 901. — Val Sarca, Sarcaschlucht und Val Cavedine 901. — Val di Genova und Val di Fumo 902. — Val die Rendena und Becken von Stenico 902. — Pass von Roncone und Chiesethal 903. — Gardaseethal, Struktur 904. — Alter des Gardasees 904. — Verhältnis von Wanne und Thal des Gardasees 905. — Vermeintliche Entstehung des Gardasees durch Krustenbewegungen 905. — Entstehung des Gardasees durch glaciäre Erosion 906. — Der Gardasee kein Reliktensee 907. — Der Pass von Pergine 908. — Alter der Gesimse im Etschgebiete 908. — Postpliocäne und quartäre Verbiegung des Alpensaumes 910. — Beiträge der postpliocänen und quartären Verbiegung 910. — Alter der Oberflächenformen im Etschgebiete 912.

VIII. **Die inneralpinen Glacialablagerungen des Etschgletschers** 913—953

Bergstürze 913. — Schuttkegel 914. — Schuttkegelrudimente aus der Eiszeit 915. — Alter und Entstehung der Schuttkegel 915. — Interglaciäre Ablagerungen 916. — Varone-Nagelfluh 917. — Nagelfluh und Pietra morta von Ceole 918. — Interglaciärer Gardasee 918. — Malpensada-Breccie und andere Breccien bei Trient 919. — Nagelfluh von Leifers 920. — Schuttkegel von Tirol 921. — Interglaciäre Nagelfluh von Pederzano 922. — Glaciäre Gebilde 922. — Etschthal. Gletscherschliffe und Riesenkegel 923. — Umfließungsrinnen 923. — Moränen und Schotter von Eppan 924. — Moränen von Meran und im Vintschgau 925. — Daunstadium im Schnalsen Thale 926. — Endmoränen in der Ortler-Gruppe 926. — Schneegrenze des Daunstadiums im Ortler-Gebiete 927. — Die drei Stadien im Etschthalgebiete 928. — Moränen 928. — Becken von Brixen 929. — Moränen am Sterzinger Moos 931. — Braunhof-Nagelfluh 932. — Bergstürze im oberen Eisackgebiete 932. — Hängegletscher der Brennergegend. Frechs Tribulaunstadium 933. — Pusterthal-Stausee von Wielenbach 934. — Gschnitzstadium bei Bruneck 934. — Gschnitzstadium des Antholzer Gletschers 935. — Schotter und Nagelfluh bei Welsberg 935. — Vorstoss des Gschnitzstadiums 936. — Das Toblacher Feld 936. — Das Sarcathal. Becken von Stenico 937. — Becken von Tione 938. — Rendena- und Genovathal 938. — Nocethal-Nonsberg 938. — Sulzberg 939. — Lenothal 940. — Avisiothal. Bühlstadium im Fleimsthal 941. — Travignothal 941. — Pellegrinothal 942. — Fassathal 943. — Eggenenthal. Schlucht in der Stufenmündung 943. — Weitungen und epigenetische Strecken 944. — Verschüttung des Eggenenthal 945. — Latemar-Gletscher 946. — Tierser Thal 947. — Grödener Thal 948. — Gletscherrückzug im Etschgebiete 948. — Bühlstadium 949. — Gschnitzstadium 950. — Daunstadium 951. — Die Stadien als Vorstöße 951. —

- Zugehörigkeit der Moränendecken zur Würm-Eiszeit 951. — Schotter der Thalverbanung 952. — Verbreitung der glacialen und interglacialen Ablagerungen 953.
- IX—XII. Die venezianischen Gletscher. Von Eduard Brückner 954—1042**
- IX. Brenta- und Piavegletscher 954—981**
- Einleitung 954. — Geschichtliches 955. — Die Wurzeln des Piavegletschers 956. — Obere Gletschergrenze in den Ampezzaner Dolomiten 956. — Überfließen des Pusterthalgletschers nach Süden über den Kreuzberg 957. — Obere Gletschergrenze im Cordevoethal, im Primör- und Vanoithal 958. — Obere Gletschergrenze im Val Sugana 959. — Eishöhe in der Umgebung von Fonzaso und Feltre 960. — Eishöhe im östlichen Teil des Beckens von Belluno 960. — Übersicht über die Eishöhe im Längsthalzug von Belluno 962. — Gefälle der Eisoberfläche im Piave-, Cordevole- und Primörthal oberhalb des Beckens von Belluno 962. — Verhältnis des Cismongletschers zum Piavegletscher, fluvioglaciale Ablagerungen von Lamon 963. — Ende des Brentagletschers 964. — Niederterrassenschotter an der Brenta 965. — Spärliche Ablagerungen der älteren Eiszeiten an der Brenta 966. — Jung-Endmoränen des Piavegletschers im Piavethal 966. — Niederterrassenschotter an der Piave 967. — Altglaciale Spuren im Piavedurchbruch 968. — Jung-Endmoränen des Piavegletschers bei Vittorio 968. — Niederterrassenschotter bei Conegliano 969. — Jung-Endmoränen des Piavegletschers im Valmarino 969. — Fehlen von Endmoränen im Thal von Santa Croce und am Boden des Beckens von Belluno 970. — Spuren älterer Moränen und Schotter im Bereich der Gletscherzunge von Vittorio 971. — Die vier Schotter im Valmarino 972. — Der Montello und die altkwartäre Landoberfläche am Ausgang des Piavethales 974. — Ausdehnung der älteren Vereisungen und ihre Beziehungen zur erratischen Grenze 977. — Eiszeitliche Schneegrenze im Bereich des Cismongletschers 979. — Eiszeitliche Schneegrenze am Südrand der Alpen im Bereich des Val Cellina bei Maniago 980. — Verlauf der Schneegrenze auf dem Brenta- und dem Piavegletscher 980.
- X. Brenta- und Piavegletscher. (Schluss) 981—1003**
- Übertiefung im Bereich der Ampezzaner Dolomiten 981. — Übertiefung im Piavethal unterhalb Pieve di Cadore 982. — Übertiefung im Cordevole- und Cimonthal 983. — Das Becken von Belluno 983. — Höhere Gesimse im Piavethal, im Cordevoethal und im Becken von Belluno 985. — Querthal von S. Croce 985. — Gesimse im Querthal der Piave 988. — Übertiefung im Val Sugana 988. — Trockenthal von Fastrarsidè und Brentadurchbruch bei Primolano 989. — Hohe Thalgesimse im Val Sugana 989. — Alte Thalbodenreste zwischen Primolano und Feltre 990. — Gesimse im Querthal der Brenta 990. — Fehlen grosser Becken in den Durchbruchthälern der Brenta und der Piave 991. — Verschiedenes Alter der Durchbruchthäler 991. — Geologisches Alter der beiden alten Thalniveaus 992. — Das Montello-Conglomerat als Schuttkegel der postpliocänen Piave 992. — Abbrechen der pliocänen Landoberfläche gegen die venezianische Ebene 992. — Schiefstellung der alten Gesimse im Piave- und Brentathal 993. — Ereignisse der Postpliocän- und Präglacialzeit 993. — Postglaciale Thalverschüttung durch Bergsturz- und Gehängeschutt 993. — Interglaciale Breccie im Thal des T. Miss 994. — Breccien bei Auronzo 995. — Conglomerate und Schotter im Piavegebiet 995. — Das Conglomerat von Cadore 995. — Schotter zwischen Perarolo und dem Becken von Belluno 996. — Schotter im Becken von Belluno 997. — Das interglaciale Conglomerat von Cadola bei Belluno 998. — Rückzugsstadien. Fehlen von Moränen der Rückzugsstadien im Val Sugana 999. — Stadien im Vanoithal 999. — Stadien im Primörthal 1000. — Stadien in der Gruppe des M. Pavione bei Feltre 1001. — Stadien im Cordevole- und Piavethal 1002. — Stadien in den Ampezzaner Dolomiten 1002. — Zusammenfassung über die Stadien 1003.
- XI. Tagliamentogletscher. 1003—1027**
- Das Tagliamentogebiet 1004. — Der obere Tagliamentogletscher 1004. — Degano-Gletscher 1005. — Butgletscher 1006. — Eishöhe bei Tarvis im Quellgebiet des

Fella-, Isonzo- und Savegletschers 1006. — Fellagletscher 1007. — Der Tagliamento-
gletscher im Querthal 1007. — Gefällsverhältnisse des Tagliamento-
gletschers 1008. — Richtung der Eisbewegung im Gletscherfächer 1008. — Jung-Endmoränenzone
des Tagliamento-
gletschers und ihre Dreigliederung 1009. — Niederterrassen-
schotter 1010. — Spuren älterer Moränen und Schotter in der Umgebung von
Tarcento 1011. — Spuren alter Schotter bei Udine 1013. — Eiszeitliche Schnee-
grenze im Bereich des Tagliamento-
gletschers 1015. — Stadien 1016. — Übersicht
über die Übertiefung im Tagliamento-
gebiet 1017. — Das Becken von Osoppo als
Zungenbecken des Tagliamento-
gletschers 1017. — Übertiefung und alte Thalböden im
Fellathal 1018. — Übertiefung und alte Thalböden im oberen Tagliamento-
thal 1019. — Übertiefung und Thalgesimse im Querthal des Tagliamento 1019. —
Gefällsverhältnisse der alten Thaloberflächen 1020. — Die venezianische Ebene
als Senkungsfeld 1021. — Alter der heutigen Oberfläche der venezianischen Ebene
1022. — Die quartäre venezianische Flexur 1023. — Das alte Delta im Taglia-
mentothal 1024. — Interglaciales Alter des Tagliamento-
deltas 1025. — Verbiegungen der Erdkruste nach Absatz des Deltas
1025. — Interglaciales Breccie von Vignarossa 1026. — Postglaciale Verschüttung
der tiefen Thäler des Tagliamento-
gebietes 1026.

XII. Isonzogletscher 1027—1042

Einleitung. Geschichtliches 1027. — Der Predilpass von lokalem Eis überschritten
1028. — Höhe der Eisoberfläche im Isonzothal 1029. — Endmoränen am Tol-
meiner Arm des Isonzogletschers 1030. — Niederterrassenschotter am Tolmeiner
Arm des Isonzogletschers 1031. — Spuren eines älteren Schotters bei St. Lucia
1031. — Der Natisone-Arm des Isonzogletschers 1032. — Entwässerung des
Natisone-Arms durch die Predolschlucht 1033. — Stauablagerungen im oberen
Natisonegebiet. Laufschwankung 1034. — Schneegrenze der Würm-Eiszeit 1035.
— Übertiefung und alte Thalbodenreste im Sotscha- und im Koritnicathal 1035.
— Übertiefung und Gesimse im mittleren und unteren Isonzothal 1035. — Mio-
cäne Denudationsflächen 1036. — Das Zungenbecken des Isonzogletschers 1037. — Con-
glomerate unter Moräne 1037. — Der postglaciale See von Tolmein 1038. —
Beziehungen zwischen Isonzo und Natisone 1038. — Postglaciale Bergstürze 1039.
— Der postglaciale See von Serpenica 1040. — Das interglaciale Delta bei Fli-
tsch 1041. — Stadien im Isonzoge-
biet 1041. — Anzeichen einer postglacialen zero-
thermen Periode im Isonzoge-
biet 1042. — Vergleichende Übersicht über die vene-
zianischen Gletscher 1042.

Viertes Buch.

Die Eiszeiten im Bereich der Ostabdachung der Alpen.

S. 1043—1139.

Einführender Überblick. Von Eduard Brückner 1043—1044

I. Der Savegletscher. Von Eduard Brückner 1044—1062

Einleitung 1044. — Geschichtliches 1045. — Eishöhe im Savethal 1046. —
Eishöhe in der Wochein 1047. — Eisgrenze im Becken von Radmannsdorf 1047.
— Mächtigkeit des Eises 1047. — Jung-Endmoränen des Savegletschers 1048.
— Niederterrassen- und Hochterrassenschotter zwischen Radmannsdorf und
Krainburg 1049. — Niederterrassen- und Hochterrassenschotter zwischen Krain-
burg und Laibach 1050. — Älterer und jüngerer Deckenschotter 1051. —
Die vier Glacialschotter an der Save 1053. — Übertiefung und alte Thalboden-
reste im Savethal 1053. — Alte Landoberflächen in der Umgebung des Beckens
von Radmannsdorf 1054. — Übertiefung und alte Landoberflächen in der
Wochein 1054. — Die Zungenbecken des Savegebietes 1055. — Glaciale Um-
gebungsrinnen 1056. — Glaciale Conglomerate innerhalb der Zungenbecken

1057. — Postglaciale und glaciale Verschüttung des Savethals 1057. — Spuren einer interglacialen Thalverschüttung 1058. — Bühlstadium 1058. — Thal-Wasserscheide von Ratsobach 1060. — Vergletscherung der Steiner Alpen 1060. Stadien in den Steiner Alpen 1061. — Eiszeitliche Schneegrenze 1062.

II-IV. Der Draugletscher. Von Albrecht Penck 1062 1118

II. Draugletscher: Entwicklung und Grenzen 1062—1082

Einleitung 1062. — Geschichtliches 1064. — Oberstes Drauthal. Überfließen zum Piavegletscher 1066. — Becken von Lienz. Iselgletscher 1067. — Iselsberg und oberer Möllgletscher 1067. — Überfließen zum Gailthal 1067. — Gailthalgletscher 1068. — Gailitzdurchbruch unterhalb Tarvis 1069. — Überspringen der Übertiefung vom Drauthal zum Gailthal 1071. — Becken von Sachsenburg. Unterer Möllgletscher 1071. — Liesergletscher 1072. — Abzweigung im Millstätter Seethale 1072. — Eisfächer und Übertiefung im Klagenfurter Becken 1073. — Nordufer des Eisfächers. Oberer Gurkgletscher 1074. — Südufer des Eisfächers 1075. — Gefälle der Ufermoränen 1077. — Die Endmoränen am Magdalenaberg 1077. — Endmoränen der Nordostzunge 1078. — Endmoränen im Klagenfurter Becken nördlich der Drau 1078. — Endmoränen am Rinkenberge 1079. — Schotterfläche des Janthales und Endmoränen südlich der Drau 1080. — Zugehörigkeit der Endmoränen zur Würm-Eiszeit 1080. — Bemerkungen zur Karte des Draugletschers und seiner Nachbarn 1081.

III. Draugletscher: Schotterterrassen und Rückzug aus dem Klagenfurter Becken 1082—1097

Schotterfeld am Gletscherende 1082. — Die höchsten Drauterrassen oberhalb Lavamünd 1082. — Tiefere Terrassen oberhalb Lavamünd 1083. — Lavantthaler Stausee 1084. — Terrassen zwischen Lavamünd und der unteren Drauenge 1085. — Terrassen um Marburg 1086. — Einheitlichkeit der Drauterrassen 1086. — Endmoränen und Gurkläufe um Völkermarkt 1088. — Laufverlegung des Vellach 1086. — Moränenkranz von Stein 1089. — Stausee von St. Veit 1090. — Moränenkranz um Feldkirchen 1090. — Moräne von Thon; Schuttkegel der Gurk und Glan 1091. — Moränen im unteren Vellachthale 1091. — Umwandlung der peripherischen Gerinne in centripetale 1092. — Endmoränen im Wörther See und im Ossiacher See 1092. — Endmoränenkranz von Villach 1093. — Lokalgletscher der Karawanken 1094. — Lokalgletscher östlich und nördlich von der Zunge des Draugletschers 1096. — Verlauf der eiszeitlichen Schneegrenze auf dem Draugletscher 1096.

IV. Draugletscher: Ältere Eiszeitspuren und Rückzugsstadien . . . 1097—1118

Altmoränen im Klagenfurter Becken 1097. — Altmoränen am Krappfelde 1097; Hochterrassenschotter im Gletschergebiete 1098. — Das obermiocäne Sattnitz-Conglomerat 1098. — Verhältnis des Klagenfurter Beckens zum Sattnitz-Conglomerat 1099. — Profile durch das Klagenfurter Becken 1100. — Die Hollenburger Nagelfluh 1102. — Liegend-Moränen von Maria Rain 1103. — Liegend-Thone der Matschach-Mühle 1104. — Das Delta von St. Jakob 1105. — Rosenbach-Nagelfluh 1106. — Interglaciale See im Rosenthal 1107. — Hollenburger Nagelfluh im Wörther Seethale 1107. — Nagelfluh im Bleiberger Thale und im Gailthale 1108. — Schotter von Förderlach 1108. — Schieferkohlen von Nisalach 1109. — Hangend-Moränen 1100. — Liegend-Moränen; Zugehörigkeit der Schotter von Förderlach zur Riss-Würm-Interglacialzeit 1100. — Zugehörigkeit der Hollenburger Nagelfluh zur Mindel-Riss-Interglacialzeit 1111. — Deltaschotter von Villach 1112. — Gesimse im Drau- und Gailthale 1113. — Der Millstätter See 1113. — Entstehung durch glaciale Diffuenz 1114. — Der Weissensee 1115. — Entstehung durch glaciale Transduenz. Fluviale Transduenz 1116. — Waisach-Nagelfluh 1117. — Rückzugsstadien 1117. — Bergstürze 1118.

V. Die Gletscher des Murgebietes. Von Albrecht Penck 1118—1138

Einleitung 1119. — Geschichtliches 1119. — Das Gebiet des Murgletschers 1120. — Katschberg und Turracher Höhe 1121. — Flattnitzhöhe und mittleres Gurkthal 1121. — Sättel südlich Murau und Metnitzgletscher 1122. — Gefälle des Murgletschers. Eisfreies Gebiet in den Alpen 1123. — Sattel von Neumarkt 1123. — Zunge von Judenburg 1124. — Übertiefung im Murthale 1125. — Becken von Knittelfeld 1126. — Schotterterrassen im Längsthale der Mur 1128. — Thalformen des Murthales unterhalb des Knittelfelder Beckens 1129. — Thalformen im Längsthale der Mürz 1129. — Thalformen im Querthale der Mur 1130 — Grazer Feld 1130. — Interglaciaie Ablagerungen 1132. — Rückzugsstadien 1132. — Eiszeitliche Schneegrenze des Murgletschers 1132. — Kleine Gletscher des Murgebietes. Stangalpe 1133. — Seethaler Alpen und Gleinalpe 1134. — Ostende der Niederen Tauern und Eisenerzer Alpen 1134. — Hochschwabgruppe 1135. — Semmering-Gebiet 1136. — Quellgebiet der Mürz und Wiener Schneeberg 1136. — Angebliche Gletscherspuren im Wiener Becken 1137. — Angebliche Gletscherspuren in der Grazer Bucht 1137. — Die eiszeitliche Schneegrenze im Murgebiet und in dessen Umgebung 1138.

Schluss.

Von Albrecht Penck. S. 1140—1176.

I. Physiogeographie der eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen . 1141—1152

Die Eiszeitliche Gletscherentwicklung 1141. — Verhältnis der eiszeitlichen zur heutigen Vergletscherung und seine klimatologische Bedeutung 1142. — Die eiszeitliche Schneegrenze und ihre Beziehung zur heutigen Niederschlagsverteilung 1143. — Parallelismus der eiszeitlichen und der heutigen Schneegrenze 1144. — Ursachen der Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze 1145. — Die Eiszeit unmöglich durch Niederschlagsänderungen zu erklären 1145. — Die Eiszeit als Periode der Temperaturerniedrigung 1146. — Charakter der eiszeitlichen Fauna und Flora auf der Nordseite der Alpen 1147. — Abstand der Schneegrenze und der Baumgrenze während der Eiszeit 1147. — Aussehen der verschiedenen Seiten der Alpen zur Eiszeit 1148. — Verlauf der Schneegrenze auf der Gletscheroberfläche 1149. — Verhältnis von Schmelz- und Nährgebiet 1150. — Geschwindigkeit der eiszeitlichen Eisbewegung 1151.

II. Chronologie des Eiszeitalters in den Alpen 1153—1176

Gliederung des Eiszeitalters 1153. — Quartäres Alter des Eiszeitalters 1154. — Die Riss-Eiszeit 1154. — Die Mindel- und die Günz-Eiszeit 1155. — Interglaciaie Ablagerungen 1156. — Der interglaciaie Wald der Alpen 1157. — Ältere Interglacialzeiten 1158. — Der Löss 1159. — Verschiedene Dauer der Interglacialzeiten 1161. — Die Postglacialzeit in ihrem Verhältnis zu den Interglacialzeiten 1162. — Dauer der Eiszeiten 1163. — Die Post-Würm-Zeit 1163. — Interstadialbildungen 1164. — Die Klimakurve des Eiszeitalters 1167. — Absolute Dauer der Post-Würm-Zeit und des gesamten Eiszeitalters 1168. — Die Faunen des Eiszeitalters 1169. — Der Mensch während des Eiszeitalters 1172 — Wildkirchli 1173.

Autoren-Verzeichnis 1177—1182

Geographisches Namen-Verzeichnis 1183—1190

Sach-Verzeichnis , 1191—1197

Druckfehler-Verzeichnis. 1198—1199

Karten im dritten Band.

Karte der provençalischen und oberpiemontesischen Gletscher 1 : 1400 000 (Tafel) 720

Karte der Vergletscherung zwischen Tessin und Oglio 1 : 700 000 (Tafel) 786

| | |
|--|------|
| Karte des Etschgletschers 1:700000 und des Moränenamphitheatrs am Gardasees 1:500000 (Tafel) | 852 |
| Karte des Brenta- und des Piavegletschers 1:700000 (Tafel) | 960 |
| Übersicht der Verbreitung der Niveaus der vier fluvioglacialen Schotterterrassen an der Save zwischen Radmannsdorf und Krainburg 1:150000 | 1052 |
| Eiszeitkarte der Steiner Alpen 1:100000 (Tafel) | 1060 |
| Der Draugletscher und seine Nachbarn, der Tagliamento-, Isanzo- und Savegletscher im Süden, der Murgletscher im Norden 1:700000 (Tafel) | 1072 |

Tafelbilder im dritten Band.

| | |
|---|------|
| La Crestá am linken Gehänge des Sesialthales unterhalb Varallo | 770 |
| Geologische Orgeln an der Grenze zwischen Nieder- und Hochterrassen-Nagelfluh am T. Odria bei Trebecco unfern des Oglio | 826 |
| Jung-Endmoräne des Gardasee-Gletschers bei Castreszone | 870 |
| Aufschluss von Torre zwischen Calvagese und Mocasina: Schotter der Riss-Eiszeit über Moräne und Nagelfluh der Mindel-Eiszeit | 872 |
| Das Gardaseethal von Torbole gesehen | 904 |
| Die interglaciale Varone-Nagelfluh und die Pietra Morta des Hügels von Ceole | 916 |
| Der interglaciale Schuttkegel von Leifers auf rundbuckligem Porphyrt an der Mündung des Brantenthal | 916 |
| Ufermoränen in der Mündung des Laaser Thales bei Laas im Vintschgau | 942 |
| Die Endmoränen des alten Bocche-Gletschers im Pellegrinothal | 942 |
| Das untere Eggenthal von der Gegend des Baniglerhofes thalwärts gesehen | 944 |
| Das Thal von Welschenofen, vom Talbühel gesehen | 944 |
| Trogtförmiger Thalzug, überragt vom Kanin (2582 m) mit seinen Kargletschern | 1026 |
| Die Hollenburger Nagelfluh überlagert das miozäne Sattnitz-Conglomerat bei Korotcha unter- halb Hollenburg am linken Drau-Ufer | 1102 |
| Schotter und Moränen der Mindel-Eiszeit überlagert von der Hollenburger Nagelfluh bei Maria Rain | 1102 |
| Die Hollenburger Nagelfluh, die Seethone der Matschachmühle am linken Drau-Ufer überlagernd Interglaciale Delta von St. Jakob | 1104 |
| Die Rosenbach-Nagelfluh am Bahnhof Rosenbach | 1105 |
| Schollen der Hollenburger Nagelfluh östlich von Rosenbach | 1106 |

Drittes Buch.

Die Eiszeiten in den Südalpen.

Einführender Überblick.

Von Albrecht Penck.

Die Südseite der Alpen zerfällt in zwei morphologisch grundverschiedene Teile. Im Westen biegt der Aussensaum des Gebirges, welcher bereits in der Schweiz eine südwestliche Richtung eingeschlagen hat, auf französischem Boden zunächst nach Süden und dann schliesslich nach Osten um; dieselben Zonen, die sich bisher den von Westen kommenden Regenwinden entgegengestellten, fallen nunmehr nach dem Süden zum Mittelmeergebiete hin ab und bilden die alpine Gebirgsumrahmung der Provence. Ein grosses, im Gebirgsbau vorgezeichnetes Thal, das der Durance, erstreckt sich hier in den Alpen mit vorzugsweise südlicher Richtung; in gleicher Richtung laufen hier mehrere ihrer Nebenthäler, so wie die obersten Thalverzweigungen des Vargebietes. Wiewohl in allen diesen Thälern das Land hoch ansteigt, war doch ihre eiszeitliche Gletscherentwicklung eine geringe; nirgends erreichten die Eisströme den Fuss der Alpen; sie alle blieben im Gebirge stecken, und der Gletscher des Hauptthales der Durance wurde nicht einmal von denjenigen der Seitenthäler erreicht, die noch dem alpinen Durancegebiete angehören. Der 44^o nördlicher Breite bezeichnet die Südgrenze der eiszeitlichen Alpengletscher, die durchweg in ziemlich ansehnlicher Meereshöhe endeten; keiner hat die Region erreicht, welche heute in ihrem Pflanzenkleide ein mittelmeeres Gepräge hat, sie alle machten vor der Klimaprovinz der Provence halt; selbst der grosse Gletscher der Durance schob sein Ende nur bis — allerdings hart — an das Thor der Provence bei Sisteron vor. Wenn wir gleichwohl von Gletschern der provençalischen Alpen sprechen, so geschieht es, um einen Zug hervorzuheben, der allen gemein ist: sie gehören Thälern an, die zur Provence herabführen.

Im Osten wird der Südfuss der Alpen durch die Poebene bestimmt und liegt rund ein Grad nördlicher als in der Provence. Hier war die eiszeitliche Gletscherentwicklung mehrfach eine viel bedeutendere; mächtige Eisströme erfüllten die Thäler der padanischen Abdachung und reichten um so weiter in die Poebene hinein, je grösser ihr Einzugsgebiet war. Ungeheure Moränenmassen haben sie daselbst aufgeschüttet. Ihre Endmoränengürtel umspannen wie gewaltige Amphitheater ihre tiefen Zungenbecken

und heben sich so kräftig im Landschaftsbilde hervor, dass sie viel früher und viel ausgiebiger die Beobachter beschäftigt haben, als die viel spärlicheren Moränen der provençalischen Alpen. Dazu kommt, dass diese Moränenamphitheater zugleich die tiefsten der eiszeitlichen Gletscherenden bezeichnen; auf ihren Wällen erstreckt sich mediterrane Vegetation, dehnen sich Ölbaumhaine, grünt der Lorbeer und erheben sich einsame Zypressen. Nirgends wird im Umkreise der Alpen der Gegensatz zwischen einer Eiszeit und der Gegenwart so auffällig, wie hier.

Wenn sich nun aber auch die Alpengletscher bis in die dem Gebirge im Süden vorgelagerte Ebene hinein erstreckten, so haben sie doch hier eine ausserordentlich viel geringere Verbreitung genommen als im nördlichen Alpenvorlande. Es blieben die Zungen der einzelnen Eisströme im allgemeinen von einander isoliert. Kamen sie stellenweise, dort wo mehrere Thäler nachbarlich mündeten, mit einander in Berührung, so blieben doch die einzelnen Moränengürtel selbstständig. Es ist auf der padanischen Seite der Alpen nirgends so wie im Norden zu einer zusammenhängenden Vorlandvergletscherung, sondern höchstens zu einem Kontakte zwischen Nachbareisströmen gekommen. Diese im wesentlichen isoliert endenden Gletscher gehören nicht bloss einem einzigen Flussgebiete an, sondern die zu ihnen gehörigen Schotterfelder verschmelzen mit einander zu einem großen Ganzen, das ist die Poebene. An deren Aufschüttung haben alle die vier grossen Vergletscherungen mitgearbeitet, welche die Alpen betroffen haben. Die Zeiten der fluvioglacialen Aufschüttung konnten aber hier nicht wie im Norden des Gebirges allgemein durch interglaciale Erosionszeiten unterbrochen werden; denn bei der absolut geringen Meereshöhe der Poebene und der Nachbarschaft des Meeres ist die Möglichkeit der Thalbildung hier eine äusserst beschränkte. Im grossen und ganzen sind die fluvioglacialen Bildungen hier übereinander zur Ablagerung gekommen und beschränkt ist die Zahl der Stellen, die einen Einblick in ihren Aufbau gewähren. Das bedingt für uns einen anderen Gang der Betrachtung als im Norden der Alpen; dort weit vom Gletschergebiete schieden wir die Eiszeiten voneinander durch Trennung ihrer Schotterablagerungen; in der Poebene ist ein solcher Vorgang nur in der unmittelbaren Nachbarschaft der Moränenamphitheater möglich, von ihnen muss daher unsere Betrachtung ausgehen; erst sie geben den Schlüssel zum Verständnis der Ebene.

Die Poebene begrenzt nicht bloss einen Südabfall der Alpen, sondern im Westen, dort wo sie sich umbiegen, im Bereiche der graischen und cottischen Alpen, auch einen Ostrand und in dem der Meeralpen sogar ein Stück mit Nordexposition. Diese südlich gelegenen Gebiete sind nicht durch besonders starke Gletscherentwicklung gekennzeichnet; genau ebenso wie auf der provençalischen Abdachung hat auf der piemontesischen südlich vom 45° nördlicher Breite kein Gletscher die Alpen verlassen. Man könnte daher dem südlich vom Mont Cenis gelegenen Teil der Westalpen eine ähnliche Sonderstellung einräumen, wie der Ostseite des Gebirges, an welcher gleichfalls die Gletscherentwicklung auf die grossen Alpenthäler beschränkt blieb; doch sind die nachbarlichen Beziehungen der alten Eisströme des südlichen Piemont zu denen des übrigen padanischen Gebietes so gross, dass wir sie mit denselben betrachten und demnach auf die Würdigung der Gletscher in den provençalischen Alpen die der padanischen folgen lassen.

Die Südseite der Alpen liegt dem Meere viel näher als der Nordabfall des Gebirges. Dort, wo das Mittelmeer den Fuss der Meeralpen bespült, sind ihm auch die

eiszeitlichen Gletscher sehr nahe gekommen, und gleiches ist im Osten der Poebene geschehen. Dementsprechend haben wir unsere Betrachtungsreihe durch ein neues Glied zu bereichern, nämlich um Untersuchungen über die gegenseitigen Beziehungen zwischen marinen und glacialen Bildungen des Eiszeitalters.

I. Kapitel.

Die Gletscher der provençalischen Alpen.

Von Albrecht Penck.

I. Der Durancegletscher.

Der Durancegletscher. Geschichtliches. Gliederung der Schotter im Durancethale. Alt- und Jungmoränen. Deckenschotter. Moränen um Veynes. Zungenbecken im Durancethale. Thalzug von Gap. Gletscherentwicklung im Gapençais. Jüngere Moränen im Gapençais. Schotterterrassen des Embrunois. Achenschwankung und Bühlstadium. Stufenbau des oberen Durancethales im Briançonnais. Kilians Theorie der Übertiefung. Clarée und Durance, Verbauung am Mont Genève. Stufen von Briançon und l'Argentière.

Geschichtliches.

Unter den Thälern der provençalischen Alpen steht das der Durance den übrigen in Bezug auf Bedeutung weit voran; wir finden in ihm die Spuren des grössten eiszeitlichen Gletschers dieses Teiles des Gebirges. Die ältesten Nachrichten darüber rühren von Rozet her, welcher bei Gap und Embrun Moränen auffand, aber sie noch nicht auf einen grossen Thalglletscher, sondern auf mehrere Lokalglletscher zurückführte¹⁾. Die weite Verbreitung der Glacialgebilde bis Sisteron herab wurde sodann von Ch. Lory²⁾ bemerkt, wo auch Charles Martins³⁾ das Ende des Gletschers ansetzte. Rozet und Lory berichten auch über die diluvialen Schotter des Durancegebietes, die bereits die Aufmerksamkeit von Elie de Beaumont⁴⁾ erregt hatten; Rozet schloss aus ihrer örtlich steilen Schichtstellung auf jugendliche Schichtstörungen in den Alpen; dieser Annahme ist Desor⁵⁾ entgegengetreten, ohne sich mit dem Durancegletscher selbst zu beschäftigen. Die ersten eingehenderen Beobachtungen über die Moränen bei Sisteron und den Nachweis verschieden alter Schotter daselbst danken wir Kilian⁶⁾. Eine Monographie des alten Gletschers bereitet David Martin vor. Seine Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen; über einzelne Ergebnisse sind wir durch mehrere z. T. populäre Aufsätze

1) *Preuves de l'existence d'anciens glaciers près des villes de Gap et d'Embrun (Hautes-Alpes)*. Bull. Soc. géol. (2) IX 1852 S. 424.

2) *Description géologique du Dauphiné* 1860 S. 693.

3) *Du Spitzberg au Sahara*. B. II. S. 147 der deutschen Übersetzung (Von Spitzbergen zur Sahara. Jena 1868.)

4) *Note sur les terrains de transport de la vallée de la Durance*. Bull. Soc. géol. (2) XXVII 1870 S. 35.

5) *Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe*. Ann. Sc. nat. Paris XIX. 1830. S. 62.

6) *Description géologique de la Montagne de Lure*. Annales des Sciences géologiques XX 1888 S. 97.

unterrichtet¹⁾. Über die Gletscherverbreitung in der Gegend von Gap hat ferner E. Haug 1891 und 1901 nähere Mitteilungen gemacht²⁾.

1895 hatte ich Gelegenheit das Durancegebiet zu besuchen. Auch hier war es W. Kilian, der mir die Wege ebnete. Gemeinsam mit ihm habe ich die Gegend von Sisteron besucht, wo es nicht schwer fiel, die bereits von ihm untersuchten glacialen und fluvioglacialen³⁾ Gebilde mit den nordalpinen zu parallelisieren, wie wir in einer gemeinsamen Arbeit zeigten⁴⁾. Die Gliederung der Quartärbildungen, zu der wir gelangten, ist auf den Blättern Die, Le Buis und Digne der Carte géologique détaillée angenommen worden, deren einschlägige Partien grösstenteils von Kilian bearbeitet sind. Die fortschreitende Aufnahme jener Karte, vor allem des Blattes Gap hat seither weitere Berichte von W. Kilian und Haug gefördert, auf die wir zurück kommen.

Bisher liegen von unserm Gebiete folgende Blätter der Carte géologique détaillée vor: 189 Briançon (1900), 199 Die (1899), 211 Le Buis (1896), 212 Digne (1899).

Gliederung der Schotter im Duranceethale.

Unterhalb Sisteron treffen wir im Duranceethale drei deutlich unterschiedene Schotterterrassen⁵⁾. Auf der unteren steht der Bahnhof von Sisteron, und ihr folgt die Eisenbahn bei Saint Auban. Nach Lage und Beschaffenheit ihres Materiales entspricht sie den Niederterrassen auf der Nordseite der Alpen; sie ist als solche von Kilian und mir bereits bezeichnet und als a^{1b} auf der geologischen Karte verzeichnet worden. 50—80 m höher erhebt sich eine zweite Terrasse; sie bildet die Hochflächen von Saint-Pui am linken, von Château-Arnoux und Montfort am rechten Ufer der Durance. Die Mächtigkeit ihres meist konglomerierten Schotters beträgt 30—60 m; ihr Sockel von festem Gestein überragt also die Niederterrasse, wovon man sich insbesondere am Bahnhofs Saint-Auban überzeugen kann. Wir haben diese Terrasse früher schon mit Kilian als Hochterrasse aufgefasst; als solche wird sie auch auf der geologischen Karte dargestellt (a^{1a}). Weitere 70 m höher liegt die obere Kante einer dritten Schotterterrasse, die aus fester Nagelfluh zusammengesetzt wird. Letztere

1) Wir führen hier die Abhandlungen von David Martin der Reihe nach an und zitieren sie in der Folge nach dem Jahre ihres Erscheinens:

1887. Excursions géologiques dans les montagnes de l'Embrunais. Gap. (Bull. Soc. d'études des Hautes-Alpes 1887 S. 337—354).

1889. Note sur la conservation des blocs erratiques Hauts-Alpins. Gap. 1889 (ebenda). Le diluvium et la période glaciaire dans les Hautes-Alpes. Ebenda 1889 und 1890.

1893. Le bassin du Pignon et sa faune (ebenda 1893).

1895. Formations caillouteuses de la vallée de la Durance (ebenda 1895).

1898. Notes sur les alluvions anciennes de l'Embrunais. Bull. Soc. géol. (3) XXVI 1898. S. 573.

1899. Topographie glaciaire du Gapençais. Comptes rendus des collaborateurs 1899 S. 116. Bull. serv. carte géol. XI No. 73.

1903. Faits nouveaux ou peu connus relatifs à la période glaciaire. Mém. Acad. des Sc., Belles-Lettres et Arts de Lyon. VIII. Lyon 1903. Ein Auszug dieser Arbeit erschien in den Comptes rendus de l'Association française pour l'avancement des Sciences. Montauban 1902.

2) Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. serv. carte géol. III No. 21. 1891 S. 146. Comptes rendus des collaborateurs 1900. S. 78.

3) Comptes rendus des collaborateurs 1893. S. 121.

4) Kilian et Penck, Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du bassin de la Durance Comptes rendus Acad. Sc. 17. Juni 1895. Wieder abgedruckt, vermehrt um Abbildungen in Travaux du laboratoire de géologie Grenoble III₂ 1896.

5) Vergl. die Ansichten in den Travaux du laboratoire de géologie Grenoble III₂ 1896 S. 64.

trägt das Schloss Peipin am rechten Ufer der Durance; sie findet sich am linken beiderseits der Mündung des Vauson und bildet die Terrasse bei Volonne. Ihr Habitus erinnert an einen Deckenschotter, und als solchen habe ich sie im Verein mit Kilian bezeichnet. Auf der geologischen Karte ist sie ebenso wie die Plateauschotter der Gegend von Lyon zum Pliocän gestellt, was der Ansicht Kilians¹⁾ entspricht; zwingende Gründe dafür fehlen jedoch auch hier; die Terrasse hat noch kein pliocänes Fossil geliefert.

Figur 93 zeigt uns ein typisches Querprofil durch diese drei Schotterterrassen und lässt uns deutlich erkennen, dass wir es mit den Werken dreier Akkumulationsperioden zu thun haben, die durch Zeiten der Thalbildung von einander getrennt waren, und zwar war die Erosionsleistung in diesen Zeiten beträchtlicher als die Aufschüttung der dazwischen gelegenen Perioden. Die Dinge liegen hier ebenso wie in der Gegend von Memmingen (vergl. S. 31), nur dass wir bloss drei, nicht vier Schotter unterscheiden können, und dass der älteste nicht deckenförmig ausgebreitet ist, sondern in einem Thale liegt. Weitere Unterschiede bestehen in dem Mangel an echtem Löss auf den höheren Terrassen; der typische Löss fehlt im Durancegebiete gänzlich; nur hier und da sehen wir lössähnlichen Lehm, und dieser bevorzugt die oberen Terrassen so z. B. die Hochterrasse bei Château-Arnoux (A' der Karte). Kilian hat hier in ihm eine kleine Fauna von Schnecken nachgewiesen, die heute noch in der Provence leben²⁾.

Weitere Unterschiede bestehen in lokalen Eigentümlichkeiten. Es wird der Deckenschotter von Volonne von einem alten Schuttkegel bedeckt, welcher aus Lagen eckigen, zu Breccie verkitteten Gehängeschuttes und solchen von graugelbem und rotem Lehm besteht. Höchst auffällig ist das Auftreten zahlreicher grosser Kalkblöcke in den obersten 10—12 m des Hochterrassenschotters zwischen Sisteron und Montfort; in der Kiesgrube von Château-Arnoux mass ich einen solchen von 3 m Breite, 6 m Tiefe und 2 m Höhe. Die Oberfläche aller dieser Blöcke ist glatt vom Wasser abgewaschen, nirgends habe ich nur die leiseste Andeutung glacialer Schrammen gesehen. Ihr Transport muss durch Wasser gleichzeitig mit der Ablagerung des Terrassenschotters erfolgt sein.

Alt- und Jungmoränen.

Thalabwärts konvergieren unsere drei Schotterterrassen deutlich gegen einander und gegen den Fluss, sowie es bei den fluvioglacialen Terrassen die Regel ist. Thalwärts gehen die beiden unteren in Moränen über. Dies vollzieht sich in der

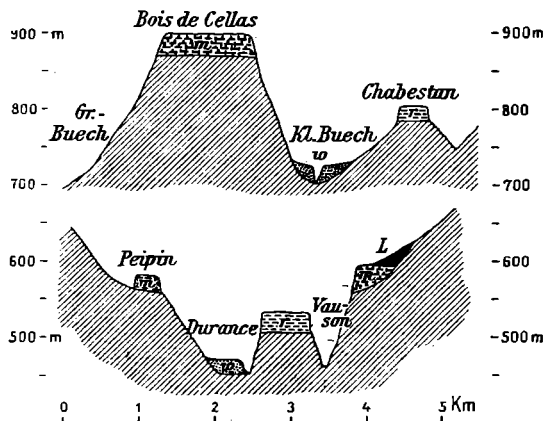


Fig. 92 (oben): Querprofil durch das Thal des Buech unterhalb Veynes.

Fig. 93 (unten): Querprofil durch das Thal der Durance unterhalb Sisteron.

m Deckenschotter. *r* Hochterrassenschotter. *w* Niederterrassenschotter. *L* Lehm und Gehängeschutt. Grundgestein schraffiert.

1) Comptes rendus des collaborateurs 1895. S. 176.

2) Description géologique de la Montagne de Lure. Annales des Sciences géologiques XX. 1888 S. 103.

Thalweitung nördlich Sisteron. (Vgl. Karte S. 721.) Dicht oberhalb dies er Stadt stellt sich in der Hochterrasse Moräne ein; bei le Soleillet wechsellagern Schotter und Grundmoräne, und letztere deckt ersteren zu. Damit setzt die Terrassenform aus; wir haben flachwelliges Gelände mit roter Verwitterungsdecke über dem Schotter, das nicht mehr regelmässig alpenwärts ansteigt. Etwa 10 km oberhalb Sisteron, zwischen le Poët und Upaix, stellen sich über den Schottern der Niederterrasse Moränenwalle ein, zu denen die Terrasse nach der Art eines Übergangskegels steil ansteigt, und unter welchen der Schotter noch weithin bis gegen le Monétier verfolgt werden kann. Der Unterschied zwischen den die Hochterrasse ersetzenden Moränen und den die Niederterrasse vertretenden ist derselbe, den wir zwischen den Alt- und Jungmoränen bisher kennen gelernt haben. Die ersteren sind erheblich stärker verwittert als die letzteren; diese haben deutliche Wallform, jene nicht. Nach alledem glauben wir im Durancethale die Hochterrasse mit ihren äusseren Moränen der Riss-Eiszeit, die Niederterrasse mit den Jung-Endmoränen (a¹gl²) der Würm-Eiszeit zuweisen zu können.

David Martin (1903 S. 19) kann der von Kilian und mir gemachten Unterscheidung von Jung- und Altmoränen (a¹gl² und a¹gl¹ der Karte) oberhalb Sisteron nicht beipflichten. Er findet, dass die letzteren nicht allenthalben an der Oberfläche tiefgründig verwittert sind und stellenweise ziemlich frisch zu Tage treten. Dies ist in hügeligem Gelände häufig der Fall; die Moränen werden hier ganz ebenso wie andere Gesteine durch die Abspülung von ihren Verwitterungsprodukten entblösst. Die rötliche Färbung der Altmoränen führt Martin auf die Einarbeitung von verwittertem Deckenschotter, sowie auf die Aufnahme von rötlichen Rauchwacken, wie solche um Upaix anstehen, zurück. Diese Annahme hat zur Voraussetzung, dass die Farbe der Moränen in ihrer Gesamtmasse rötlich sei. Letzteres ist nicht der Fall; nur die hangende, verwitterte Partie ist rötlich. Der Auffassung von Martin endlich, dass die Altmoränen von Les Armands mit den Jungmoränen von Saint-Jacques bei Upaix die rechte Ufermoräne des Durancegletschers bilden, widerspricht die deutliche Krümmung des Moränenwalles von Saint-Jacques zu den Jung-Endmoränen von Le Poët, sowie der Umstand, dass wir noch erheblich weiter westlich als Les Armands, nämlich im Thale des Buech oberhalb Laragne Moränen des Durancegletschers finden. Dieser muss zur Riss-Eiszeit das ganze weite Thalbecken oberhalb Sisteron erfüllt haben. Sein linker Saum erhebt sich oberhalb der Mündung der Sasse bald auf über 900 m, wie die zahlreichen, von Haug auf Blatt Digne der Carte géologique détaillée verzeichneten Moränenvorkommnisse lehren. Sie bilden hier eine Strecke weit die Höhe der Wasserscheide zwischen Durance und Sasse über dem Dorfe La Motte. Rechts aber verzeichnet Kilian auf Blatt Le Buis der genannten Karte Moränen in weiter Ausdehnung nordwestlich Upaix und Paquier längs des Buech, wo sie nach ihm nicht bloss zwischen Eyguians und Saléon einen förmlichen thalaufwärtsgekrümmten Querwall bilden, sondern auch die Terrassen gegenüber Montrond bedecken. Ich habe letztere Vorkommnisse, welche die Form fluviatiler Terrassen tragen, nicht besucht.

Deckenschotter.

Aus den Altmoränen der Gegend oberhalb Sisteron erhebt sich zwischen Mison und Le Poët ein Stück Deckenschotter, welcher bis auf das rechte Ufer des Buech hinüberreicht und hier nach David Martin bei Châteauneuf-de-Châbre unter Moräne die Glättung eines Gletscherschliffes aufweist. Bei Mison wird er gerade in der Höhe seines Fusses von Moränen derart umgeben, dass es den Anschein erweckt, als ob dieselben in sein Liegendes gehörten; sie sind ihm aber allenthalben deutlich angelagert. Die liegenden Juraschichten sind unter ihm abgewaschen; seine Beschaffenheit ist die einer typischen löcherigen Nagelfluh, deren Urgesteinsgerölle morsch geworden sind. Die Basis senkt sich nicht unter 650 m Höhe herab, liegt also fast 150 m über der benachbarten Durance.

Oberhalb der Thalweitung von Sisteron hören die Schotterterrassen im Durance-

thale auf; sie setzen sich aber in das dort mündende Thal des Buech hinein fort. Fast ununterbrochen verfolgen wir die Niederterrasse thalaufwärts bis in das Becken von Veynes, wo sich der Grosse und Kleine Buech vereinigen. Hochterrassenschotter sehen wir noch oberhalb Laragne mit Moränenbedeckung; in sein Niveau fallen die Terrassen am rechten Ufer des Buech gegenüber Montrond, und dann treffen wir ihn wieder im Becken von Veynes, wo er in der Nähe der äussersten Moränen eine grobblockige Facies annimmt und schliesslich abbricht. Stellenweise enthält er zahlreiche Gerölle einer löcherigen Nagelfluh. Dieselben rühren von den Ablagerungen her, welche den in einzelne Hügel aufgelösten Riedel zwischen dem Grossen und Kleinen Buech krönen. Es ist eine typische löcherige Nagelfluh. Eine ganz ähnliche tritt dann auf dem Sattel von la Freissinouse an der Scheide zwischen dem Buechgebiete und dem Thale von Gap entgegen. Sie bildet hier, bedeckt von mächtigen Moränen, das Plateau von Corréo; unter letzteren ist sie oberflächlich geschrammt. Wir haben also, wie bereits 1895 im Verein mit Kilian sowie von diesem selbst erwähnt¹⁾, und auf dem Blatte Le Buis der Carte géologique détaillée dargestellt, im oberen Buechgebiete um Veynes (vergl. Fig. 92) eine ganz ähnliche Schotterfolge wie im Durancethale um Sisteron: unten Nieder- und Hochterrassen, oben ein zu Nagelfluh verkitteter, von Kilian zum Pliocän gerechneter Deckenschotter, welcher den Vorkommnissen um Sisteron durch die Art seiner löcherigen Verkittung und Morschheit seiner Urgebirgsgerölle recht ähnlich ist. Eine erneute Durcharbeitung meiner Beobachtungsergebnisse hat mich jedoch seither erkennen lassen, dass die Niveauverhältnisse der höchstgelegenen Schotter des Beckens von Veynes mit denen des Plateaus von Corréo nicht harmonieren, und dass beide die Überreste verschiedener Übergangskegel darstellen — möglicherweise zweier Eiszeiten, vielleicht aber auch nur zweier Stadien ein und derselben Eiszeit.

Die Sohlen beider Vorkommnisse fallen mit denen des Durancethales zwar nahezu in eine einheitliche Gefällskurve, die an der Durance mit $5,5\text{‰}$, im Buechgebiete mit $7,5\text{‰}$ ansteigt — auch die Nieder- und Hochterrassen haben hier ein kräftigeres Gefälle —, aber die Schotteroberflächen gehören entschieden verschiedenen Niveaus an. Ungemein rasch erheben sie sich im Becken von Veynes: Bois de Cellas 881 m (Sohlenhöhle 860 m), Ubac 912 m, les Egaux 940–960 m, Bois Mongit 985 m, sowie weiter oberhalb, wie P. Lory (Comptes rendus des collaborateurs 1898 S. 114) berichtet, am grossen Buech bei Pont-la-Dame in über 980 m (Sohlenhöhe 920 m). Hiernach ergibt sich ein Anstieg der Schotteroberfläche von mindestens 12‰ , der, bis zum Sattel von la Freissinouse fortgesetzt, uns etwa 100 m über den dortigen Schotter bringt. Hand in Hand mit diesem raschen Anstiege geht, ganz ebenso wie in einem Übergangskegel, eine stattliche Zunahme der Mächtigkeit; sie hebt sich von 20 m auf über 60 m; an einen Übergangskegel erinnert aber auch die stellenweise grobblockige Beschaffenheit des Schotters. Wir haben im Becken von Veynes die Schotter vom Saume eines Gletschers vor uns, der sich vom Durancegebiete über den Sattel von la Freissinouse bis in die Gegend von Veynes erstreckte. Als ein zweiter Übergangskegel erscheint die an groben Geröllen des Durancegebietes reiche Nagelfluh des Plateaus von Corréo. Wir wagen aber nach ihrem tieferen Oberflächenniveau allein noch nicht auszusprechen, dass sie den jüngeren Deckenschotter und die von Veynes den älteren darstelle, da auch denkbar ist, dass hier zwei Teilfelder einer einzigen älteren Vergletscherung neben einander erhalten sind. Einstweilen verweisen wir wegen des ziemlich einheitlichen Sohlengefälles alle höher gelegenen Nagelfluhvorkommnisse des Durance- und Buechthales noch zu ein- und demselben Deckenschotter, dessen fluvioglacialer Ursprung aus seinem steilen Oberflächengefälle und seiner raschen Mächtigkeitszunahme, sowie aus seiner Führung grober Blöcke, die im Buechgebiete als erratische zu gelten haben, erhellt.

1) Comptes rendus des collaborateurs 1896. S. 139.

Bereits David Martin hat (1903 S. 6) die Nagelfluh von Corréo für jünger als die von Veynes erklärt, und sie zu seiner Mittelterrasse gestellt, während er jene als Hochterrasse bezeichnet. Gelegentlich einer Exkursion, die ich 1895 in seiner Gesellschaft zu machen das Vergnügen hatte, zeigte er mir am Westende des Plateaus von Corréo bei La Roche-des-Arnauds eine zwischen 930—990 m gelegene, schräggeschichtete Nagelfluh, die, erheblich unter der Sohle des benachbarten Deckenschotter (1055 m) gelegen, ein weit jüngeres, vielleicht im Bereiche der Altmoränen aufgesch ttetes Delta darstellt. Martin hat ferner 1893 über schräg geschichtete Schotter am Sattel von Laus, den die Eisenbahn zwischen Grosse und Kleinem Buech benutzt, berichtet, sowie eine kleine Fauna aus den hangenden Thonen beschrieben. Vergl. auch: *Origine des poudingues inclinés du seuil de Laus. Assoc. franc. avancement des Sciences 1893.*

Moränen um Veynes.

Dort, wo die Hochterrassen im Buechthale abbrechen, stellen sich Moränen ein. Nicht ganz sicher sind wir, ob sie bereits am Sattel von Laus auftreten; sicher vorhanden sind sie unweit Saint-Marcellin, wo die Strasse von Veynes das Gebiet des Kleinen Buech verlässt. Wir möchten diese durch ihre Formen wenig auffälligen Moränen (sie sind auf Blatt Die der Carte géologique détaillée nicht verzeichnet) als Altmoränen ansehen; dagegen erachten wir die bereits von Charles Lory (S. 693) bei Montmaur beobachteten, in deutlichen Wällen auftretenden Moränen als Jungmoränen. Beide Vorkommnisse lehren uns durch ihre Zusammensetzung, dass der Durancegletscher eine Zunge über den Sattel von la Freissinouse in das Thal des oberen Buech entsendet hat, und erweisen die in den Schottern und Terrassen des Buechthales gar nicht selten auftretenden Durancegesteine als erratische. Ganz grossartig sind die Spuren des Gletscherüberganges auf dem Sattel von la Freissinouse; das Plateau von Corréo ist über und über mit Moränenwällen überzogen, welche am Abfalle der Montagne de Charance 1280 m Höhe erreichen und eine eigentümlich fächerförmige Anordnung zeigen. Auf der Nordhälfte des Plateaus laufen sie nordwestwärts, im Süden rein westwärts; man erhält den Eindruck, als ob sich der über den Pass fließende, beinahe 300 m mächtige Arm des Durancegletschers anfänglich in das Thal von Rabou, aus dem der Kleine Buech kommt, hineingebogen und später, als er an Mächtigkeit verlor, auf die eigentliche Passfurche beschränkt habe. Unterhalb Veynes setzen die Gletscherspuren im Buechthale aus. Wir fanden keinerlei auf den Deckenschotterh hen zwischen dem Kleinen und Grossen Buech ¹⁾, auch keine Andeutung in der Gegend von Serres. Das Buechthal wurde, so weit unsere Kenntnis reicht, lediglich in seinem Oberlaufe längs des Kleinen Buech vom Durancegletscher betreten und dieser drang zur Riss-Eiszeit in seine untere Partie hinein; zwischen den beiden damals vergletscherten Teilen lag ein eisfreies Stück. Wir kennen hier keine ausgedehnteren Stauseeablagerungen ²⁾ eines von einem Durancegletscher abged mmten Thalsees; lediglich am Bahnhofe Laragne sahen wir ein isoliertes Vorkommen von Deltaschottern. Sie verraten, dass ein solcher wenigstens zeitweilig vorhanden war. Sind vielleicht die riesigen Kalkblöcke in der Hochterrasse unterhalb Sisteron bei einem Ausbruche dieses Stausees fortgew lzt worden?

Zungenbecken im Durancethale.

Oberhalb des Jung-Endmor neng rtels von Le Po t—Upaix entwickelt sich ein deutliches Zungenbecken an der Durance. Die Bodenfläche liegt zunächst nur 50 m

1) Auch Kilian giebt hier keine solchen auf Blatt Die der Carte géologique détaillée an. Ein kleines Vorkommnis südwestlich Aspremont, das er verzeichnet, habe ich nicht besucht.

2) Sollten dieselben durch die Thone mit *Pinus montana* an der Channe zwischen le Serre und Montrond repräsentiert sein, über die David Martin 1903 (S. 9) berichtet hat?

tiefer als die Moränenwälle; die Durance schneidet darin ein ziemlich enges Thal ein, das allenthalben das Grundgestein blosslegt; darüber erstreckt sich ein dünner Ausläufer des Niederterrassenschotters mit Moränenbedeckung. Oberhalb le Monétier-Allemont sinkt die Sohle des Beckens unter die des Thales herab; auf letzterer machen sich ausgedehnte Schuttkegel breit, die sich an steile Gehänge lehnen. So ist es in der Gegend von Tallard. Die Gehänge ihrerseits erheben sich jäh nur in ihrer unteren Partie; höher kommen flachere Böschungen, auf denen zahlreiche Dörfer liegen; wir nennen um Tallard (602 m): Lardier 843 m, Fouillouse etwa 880 m, Châteaunieux 780 m, Piégut 1036 m, Venterol 1050 m, Urtis 1101 m. Unverkennbar haben wir es hier mit den sanften Böschungen eines alten Thales zu thun, in welches das heutige Durancethal eingeschnitten ist, und dessen Sohle wir auf über 800 m Höhe anzusetzen haben. Dieser Charakter hält thalaufwärts bis in die Thalweitung von Embrun an; er ist besonders deutlich an der Mündung der Ubaye ausgesprochen, wo die Terrassen der Dörfer Rousset (1038 m), le Sauze (1052 m) und la Bréole (etwa 1000 m) auf einen alten Thalboden von rund 1000 m Höhe weisen. Die also festgelegten alten Thalböden fallen in das Niveau der Deckenschottersohle unterhalb Mison und zeigen gegen die Alpen hin denselben Anstieg von 7⁰/₀₀, wie die Sohle des Deckenschotters im Buechgebiete; das lehrt unser Aufriss auf Tafel II. Wir treffen also im Durancegebiete dieselbe Entwicklung wie sonst in den Alpen; das Zungenbecken des Gletschers ist trogförmig in eine ältere Thallandschaft mit sanfteren Formen eingeschnitten.

Thalzug von Gap.

Neben diesem stark übertieften, im allgemeinen ziemlich engen Thale verläuft ein höheres. Es zweigt sich in stattlicher Breite am unteren Ende des Beckens von Embrun etwa in der Höhe der dortigen Felsterrassen vom Durancethale ab, richtet sich anfänglich bis Gap westwärts, biegt dann südwärts um und kehrt bei Tallard wenig tiefer als die dortigen Felsterrassen zur Durance zurück. Mutmasslich haben wir hier einen alten Durancelauf vor uns, der aus der Zeit des Deckenschotters datieren dürfte. Das Gefälle des Thalzuges ist kein regelmässiges; er gliedert sich in zwei beckenförmige Weitungen, welche hydrographisch selbständig geworden sind; die obere wird durch die Avance direkt zur Durance entwässert und erstreckt sich längs ersterer ein Stück thalabwärts; aus der unteren entströmt die Luye, der Fluss von Gap, der die Durance in enger Schlucht erreicht.

Der Thalzug von Gap ist gegen die Nachbarthäler des Durancegebietes ausgiebig geöffnet. An seiner Nordseite bleibt die Scheide gegenüber dem Drac 14 km weit unter 1700 m Höhe und sinkt im Col Bayard auf 1246 m herab. Im Westen befindet sie sich am Col de la Freissinouse gegenüber dem Kleinen Buech 5 km weit in weniger als 1200 m Höhe. Hier erhebt sich die Sohle des Deckenschotters auf dem Plateau von Corréo 100—150 m hoch über das benachbarte Niveau unseres Thalzuges. Dieser Höhenunterschied verrät uns, dass bereits zur Zeit der Ablagerung jenes Schotters in der Gegend von la Freissinouse eine tiefe Öffnung des Thalzuges von Gap gegenüber dem Kleinen Buech bestand. Nicht ausgeschlossen ist, dass diese Öffnung der Stumpf eines älteren Thales der Durance ist, dessen weiterer Lauf im Thale des Buech erhalten ist; denn wir finden im Thalzuge von Gap bis Chorges unweit seiner Abzweigung von der Durance Felsterrassen in 1200—1300 m Höhe, die in das Niveau der Deckenschottersohle des Buechgebietes fallen.

Dass der Sattel von la Freissinouse der Torso eines alten Durancethales ist und der Thalzug von Gap später von der Durance benutzt wurde, ist bereits von Fr. Arnaud ausgesprochen worden, als er einen sehr beachtenswerten Versuch unternahm, auf Grund der von ihm für pliocän gehaltenen Deckenschottervorkommnisse des Buechgebietes das Gefälle der pliocänen Durance zu rekonstruieren. (Note sur l'altitude primitive des Alpes dauphinoises. Bull. Soc. géol. (3) XXVI 1898 S. 389, vgl. auch S. 514). Unsere Ausführungen weichen von den seinen darin ab, dass wir den Deckenschotter des Buechgebietes nicht für gewöhnlichen Flussschotter, sondern für fluvioglaciales Gerölle erachten. Wir schliessen deswegen aus den darin vorkommenden Durancegesteinen nicht, dass noch zur Zeit seiner Ablagerung die Durance über den Sattel von la Freissinouse geflossen, sondern verlegen dies auf Grund der Felsterrassen in eine frühere Zeit. Wir erhalten für den Betrag des Einschneidens der Durance seit der Deckenschotterzeit einen nicht unerheblich geringeren Betrag als Arnaud.

Gletscherausbreitung im Gapençais.

Zwischen dem Thalzuge von Gap und dem Durancethale erhebt sich das Land im Durchschnitte nur auf 1300 m und lediglich in einem Gipfel auf 1728 m; es bleibt also hinter den umgebenden Höhen, die 2000 m gewöhnlich überschreiten, weit zurück und erscheint samt seinen Grenzhälern als ein weites Becken mit reich gegliedertem Boden. Das ist das Gapençais. Hier konnte sich der Durancegletscher weit ausbreiten. Die aus dem Durancethale kommenden Eismassen ergossen sich, wie Haug 1891 berichtet hat, namentlich in den Thalzug von Gap; sie flossen von hier über den Col de Bayard in das Gebiet des oberen Drac und über den Col de la Freissinouse in das des Buech. Die aus dem Ubayethale sich ergießenden Eismassen haben sich nach Haug an der Südseite des Gapençais gehalten, sie haben das hier verlaufende Stück des Durancethales ausgefüllt und sind in dessen linke Seitenthäler eingedrungen, so in die Becken von Seyne und Brézières; in letzteres schleppten sie, wie Martin 1903 (S. 24) berichtete, Geschiebe von Gesteinen hinein, die unten an der Durance anstehen, also erheblich bergan gefrachtet sind.

Wie hoch das Eis gereicht hat, ist noch nicht im Einzelnen festgestellt. Westlich von Gap fand David Martin (1890 S. 13) einzelne erratische Gneiss- und Sandsteingeschiebe auf der Charance und Céuze beiderseits des Col de la Freissinouse noch bei nahezu 2000 m; die mächtigen Moränen halten sich hier in 900—1300 m Höhe; bei Gap selbst erheben sie sich mit Wallformen nach ihm bis 1600 m (1903 S. 31), weiter südlich jedoch zwischen dem Thalzuge von Gap und dem Thale der Durance nur auf 1400 m (1903 S. 27); an der Südflanke des Gapençais erreichen sie im Becken von Seyne 1400—1500 m; sie erstrecken sich bis auf die Wasserscheide gegen das Gebiet der Bléone auf dem Col de Couloubroux (1360 m) und auf den Sattel zwischen den Becken von Seyne und Brézières (1400 m); am Saume des letzteren Beckens gehen sie bis 1300 m, hart an die Wasserscheide gegen die Sasse heran¹⁾. Diese ziemlich spärlichen Daten weisen darauf, dass der Durancegletscher in etwa 1700 m Höhe während der Würm-Eiszeit das Gapençais betreten und sich hier mit einem ziemlich einheitlichen südwestlich gerichteten Gefälle von etwa 20% erstreckt hat, sodass er es auf dem Col de la Freissinouse in rund 1300 m Höhe und bei Tallard

1) Vergl. hierzu die Darstellung Haugs auf Blatt Digne der Carte géologique détaillée sowie die ausführlicheren Erläuterungen dazu in den Travaux du laboratoire de géologie Grenoble V, 1900. 1891 erschien es Haug schwierig, die Moränen des Beckens von Seyne auf den Durancegletscher zurückzuführen, da sie vornehmlich Blöcke der östlich anstehenden Nummulitensandsteine enthalten.

etwas tiefer wieder verliess. Die von Martin aufgefundenen höher gelegenen Blöcke dürften von einer früheren Vergletscherung herrühren.

Bei der geschilderten Höhenentwicklung stand der Durancegletscher am Col de Bayard etwa 1500—1600 m hoch, konnte ihn also leicht überschreiten, wenn im Dracthale das Eis minder hoch reichte. Dass ein Überfließen dahin wirklich stattgefunden hat, hat David Martin zuerst 1887 gezeigt und dann neuerlich 1899 ausgesprochen, indem er zugleich darthat, dass im Gebiete des Sattels sich ein kleiner von Osten kommender Gletscher der Ancelle behauptete. Rozet glaubte, dass der Pass von einem Lokalgletscher des Dracegebietes überschritten worden sei.

Jüngere Moränen des Gapençais.

Hoch hinauf, nach Martin bis 1600 m, reichen die Ufermoränen des Gapençais; ihr mittleres Gefälle ist nach ihm (1899) 22‰; es wechselt jedoch; die Grenzwerte sind 4,5‰ und 46,6‰, stellenweise kommen sogar rückläufige Strecken vor. In ihrem Innern verzahnt sich, wie gleichfalls Martin berichtet (1903 S. 26), gelegentlich Moränenmaterial mit Gehängeschutt. Der grossen Zahl von Ufermoränen entsprechen nur wenige Stirn- oder Endmoränen. Eine solche quert den Thalzug von Gap südlich von Gap in wenig über 700 m Höhe; der von ihr ausgehende an der Luye gelegene Schotter bedeckt, wie Haug 1900 gezeigt hat, ein auf Moräne gelagertes Kalktuffvorkommen; die Endmoräne entspricht also einem Gletschervorstosse. Im Thale der Durance, wo die Moränen viel spärlicher als im Thalzuge von Gap sind, kommt nach Haug nur eine Stirn- oder Endmoräne zwischen Remollon und der Avancemündung in etwa 700 m Höhe vor; an ihr entspringt eine niedere, auf der Carte géologique détaillée als a^{1c} bezeichnete Schotterterrasse. Eine dritte Endmoräne quert bei Selonnet (1050 m) das Thal von Seyne. Diese Endmoränen weisen auf eine nur bis zur Hälfte reichende Eisausfüllung des Gapençais; mutmasslich haben wir hier Glieder eines jüngeren Kranzes von Jung-Endmoränen vor uns, die nach einer Gletscherschwankung noch während der Würm-Eiszeit abgelagert wurden.

Anders deutet Haug 1900 die geschilderte Anordnung der Moränen im Gapençais. Die Wallmoränen rechnet er zu einer zweiten Vergletscherung (a^{1b} gl), die höher gelegenen Moränen zu einer ersten (a^{1a} gl), während er die Stirn- oder Endmoränen auf eine dritte (a^{1c} gl) zurückführt. Er gelangt also zu einer ähnlichen Auffassung, wie Hollande für die Gegend von Chambéry (vgl. S. 691). Ich kann, allerdings lediglich auf Grund der vorliegenden Litteratur, den Unterschied von Wall- oder Grundmoränen für nicht massgebend genug erachten, beide verschiedenen Vergletscherungen zuzuweisen, zumal da an einzelnen Stellen (Col de la Freissinouse, Gegend von Gap) die Wallmoränen sich bis an die Grenze der Moränen überhaupt erheben. Bei Scheidung der zweiten und dritten Vergletscherung stützt sich Haug wesentlich auf das Kalktuffvorkommen an der Luye, das er für interglacial hält, ohne jedoch ins Auge zu fassen, dass es nach den Lagerungsverhältnissen auch interstadial sein kann. Die für eine genaue Altersbestimmung wichtige Fauna und Flora des Tuffes sind noch nicht bekannt; es mag nur erwähnt werden, dass das Vorkommen sich 1100 m unter der eiszeitlichen Schneegrenze befindet, also in einem Abstände unter derselben, in welchem gegenwärtig die Kalktuffbildung in ausgedehnter Masse erfolgt. Wir hegen nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnis kein Bedenken, den Tuff für gleichalt mit den Schieferkohlen von Voglans (S. 688) anzusehen.

Weitere Kalktufflager aus dem Liegenden der Moränen des Gapençais erwähnt David Martin (1903 S. 9) vom Weiler les Dorats im Kanton Turiers an der linken Flanke des Durance-thales und von der Gegend von Vitrolles und Barcelonette an der rechten. Beide Vorkommnisse lagern dicht am Rande des alten Durancegletschers, das erstere in etwa 1000 m Meereshöhe. Martin berichtet, darin Blätter der Eiche gefunden zu haben, die jetzt nicht mehr auf dem dortigen schattigen Gehänge gefunden werde. Weitere Aufsammlungen werden voraussichtlich Material zur Entscheidung der Frage bringen, ob hier, wie bei Rives (vergl. S. 676) interstadiale, oder wie bei Furlingen (vergl. S. 420) interglaciale Tuffe vorliegen.

Die Seitenthäler der Durance im Gapençais zeigen typische Verbauungen, an die sich im

Thale von Vallauria bei Theus prächtige Erdpyramiden knüpfen. Gelegentlich finden sich unter den verbauenden Moränen auch Schotterablagerungen, die von David Martin als Adventivterrassen bezeichnet worden sind (1903 S. 141). Martin deutet ihre Entstehung ganz ebenso wie die der Schotter, die wir in verbauten Thälern kennen gelernt haben (vergl. S. 171); aber er geht viel zu weit, wenn er auch den Terrassen von der Art der Parallel Roads in den grossen glacialen Stauseen Nordamerikas und der Schotterterrassen im Buechgebiete gleichen Ursprung zuschreibt. Dem widerspricht die Horizontalität der ersteren, das steile Gefälle der letzteren.

Schotterterrassen des Embrunois. Achenschwankung und Bühlstadium.

Oberhalb des Gapençais ist das Durancethal auch im Embrunois in typischer Weise übertieft. Stufenförmig mündet das Thal des Rabious bei Châteauroux oberhalb Embrun, das des Guil bei Mont-Dauphin; in beiden Fällen windet sich die ins Thal führende Strasse in Schlingen zu dessen hochgelegenen Boden hinauf. Im Hauptthale fehlt es nicht an Terrassen, die auf einen präglacialen Thalboden deuten, welcher letzterer bei Mont-Dauphin in 1200—1300 m Höhe zu suchen sein dürfte.

In diesem übertieften Thale finden sich Schotterablagerungen, die stellenweise ziemlich fest konglomeriert sind. Sie bilden die 80 m hohe Terrasse der Stadt Embrun (870 m); wie schon Rozet wahrgenommen, sind sie hier oberflächlich geschrammt; in ihrem Liegenden fand ich 1895 am Wege von der Stadt zum Pont neuf typische Grundmoräne. Sie kommen weiter oberhalb, namentlich um Châteauroux, vor und reichen hier bis 930 m Höhe. Die obere Partie hat wie bei Embrun flache Schichtung, die untere dagegen steil geneigte. Stellenweise trägt sie den Charakter eines echten Deltas; an anderen Orten, z. B. bei Pralong sieht es aus, als habe sie Stauchungen erfahren. In solchen Partien wird die im allgemeinen grobblockige Nagelfluh feiner, manchmal sandig und enthält gekritzte Geschiebe. Das oberste Vorkommen liegt an der Mündung des Guil und wird von der Festung Mont-Dauphin gekrönt. Auch hier ist die obere Partie flach, die untere deltaartig geschichtet; letztere reicht wie um Châteauroux bis zum Flusse (900 m) herab und erhebt sich bis auf 980 m Höhe, ich fand in ihr ein gekritztes Geschiebe; ihre obere Grenze verläuft schräge und ist durch eine Lage grosser Blöcke gekennzeichnet. Die flach geschichtete hangende Nagelfluh erhebt sich bis auf 1050 m und ist unter den hangenden Moränen geschliffen.

Von den Nagelfluhbildungen des Durancethales, die wir unterhalb des Moränengebietes kennen gelernt haben, unterscheidet sich die des Embrunois petrographisch durch die frische Beschaffenheit ihrer Urgebirgsgerölle, sowie durch ihr wesentlich gröberes Material, ferner morphologisch durch ihre tiefere Lage; ihre unteren Partien reichen bis an die Sohle des heutigen Thales, während der Deckenschotter und Hochterrassenschotter unterhalb Sisteron erheblich darüber austreichen. Die Lage in einem übertieften Thale teilen die Schotterterrassen des Embrunois mit der grossen Terrasse im Innthale und im Isèrethale, sie haben mit ihnen auch das Auftreten von liegenden Moränen und das Vorhandensein einer unteren lacustren Partie gemein; sie weichen von ihnen lediglich durch den Umstand ab, dass sie unter den hangenden Moränen ebenso vom Gletscher abgeschliffen sind, wie die Deckenschotter des Alpenvorlandes. Letztere Thatsache bestimmte mich, sie 1895 in dem gemeinsam mit Kilia n verfassten Berichte für interglacial anzusprechen und ihre Bildung in die Riss-Würm-Interglacialzeit zu verlegen, wogegen bereits 1898 David Martin und 1900 E. Haug Bedenken geäussert haben. Heute lege ich grösseres Gewicht auf die Analogien im Auftreten mit den Terrassenschottern des Inn- und Isèrethales und betrachte im

Einklang mit Martin und Haug die Schotter des Embrunois als eine interstadiale Bildung, entstanden während einer Schwankung der sich zurückziehenden Würm-Vergletscherung. Während derselben ging das Eis des Durancethales bis oberhalb Mont-Dauphin zurück und stiess dann mindestens 20 km bis unterhalb Embrun wieder vor, wo nach Haug bei Baratier Moränen bis zur Thalsohle herabreichen. Diese durch Beobachtungen direkt nachweisbare Schwankung fällt genau in die Mitte zwischen die obersten Verzweigungen des Durancegebietes und die Jung-Endmoränen von Le Poët. Wir haben es daher nicht mehr mit einer Schwankung des Maximums der Würm-Vergletscherung zu thun, sondern mit einer späteren. Nach ihren Dimensionen entspricht sie der Achenschwankung des Innthalgletschers, deren Schotter ja auch gelegentlich zu Nagelfluh verkittet sind. Die Moränen von Baratier stellen wir daher auf unserm Kärtchen S. 721 zum Bühlstadiums.

Martin verweist auf die tiefe Lage der Schotter und erkennt in den in ihnen auftretenden gekritzten Geschieben Anzeichen fluvioglacialer Entstehung. Er macht darauf aufmerksam, dass sie vorzugsweise aus Geröllen des Guilgebietes, aus dem Queyras und von Escreins bestehen, und spricht aus, dass diese Täler noch eisfrei waren, als das Pelvouxgebiet schon vergletschert war. Ich kann die Beobachtungen von Martin in vielen Stücken bestätigen, muss aber erwähnen, dass ich gekritzte Geschiebe nur in den unteren Partien gefunden habe, und dass mir die Unterlagerung der Schotter durch Moränen, die Martin auf eine Anlagerung zurückführen möchte, feststeht.

Haug verweist 1900 die hangenden Moränen in seine dritte Vergletscherung (a^{1c} gl), und die liegenden in seine zweite (a^{1b} gl). Die Schotter selbst betrachtet er als Ablagerungen des Rückzugs dieser zweiten Vergletscherung (a^{1b}), und bringt ihre Aufschüttung mit einer gemutmassten Aufstauung des Durancethales durch den Ubayegletscher in Beziehung. Bei der nicht unerheblichen Entfernung der interstadialen Bildungen im Durancethale von denen der Gegend von Gap (35 km) wage ich nicht beide miteinander zu parallelisieren, zumal da letztere im Bereiche der Endmoränen der Würm-Eiszeit liegen, während die des Embrunois ziemlich weit davon entfernt und von ihnen durch die Zungenbecken im Thale von Gap und in dem der Durance getrennt sind.

Stufenbau des oberen Durancethales im Briançonnais.

Das obere Thal der Durance besitzt einen ausgezeichneten Stufenbau. Bis zur Mündung der im Vallouise aus der Pelvouxgruppe kommenden Gyronde steigt seine Sohle ziemlich gleichmässig an; dann weist sie einen Absatz von 200 m auf, den die Strasse in grossen Serpentinien erklimmt, während die Eisenbahn zunächst längs der Klamm in tunnelreicher Strecke ansteigt. Die nächste Stufe befindet sich bei Briançon. Hier mündet ebenso gleichsohlig wie die Gyronde die den Norden der Pelvouxgruppe umfliessende Guisane, während die Sohle des Durancethales abermals um 200 m emporschnellt. In stattlicher Breite setzt sie sich in das eigentliche Quellthal, in das Trogthal der Clarée fort, das erst oberhalb Névache stufenförmig zum Hintergehänge anzusteigen beginnt, während rechts die kleine Durance aus dem 400 m höher gelegenen, teilweise verbauten, im übrigen stufenförmig mündenden Thale des Mont Genève herabkommt.

Kilians Theorie der Übertiefung.

Der Stufenbau des Durancethales hat uns deswegen näher zu beschäftigen, weil ihn Kilian zur Erläuterung seiner Theorie über die Entstehung der Thalübertiefung herangezogen hat¹⁾. Kilian geht von gleicher Voraussetzung aus wie wir. Er nimmt ebenfalls an, dass das stufenförmig mündende Thal ungefähr wenigstens ein

1) Notes pour servir à la géomorphologie des Alpes dauphinoises. La Géographie VI, 1902. S. 17. Note sur le surcreusement („Übertiefung“) des vallées alpines. Bull. Soc. géol. de France. (3) XXVIII 1900 S. 1003. Wiederabgedruckt in den Annales de l'Université de Grenoble XIII 1901 und in den Travaux du laboratoire de géologie de Grenoble VI. 1902. S. 3.

altes Thalbodenniveau repräsentiert, wogegen das im Vergleiche zu ihm übertiefte Thal eine stattliche Erosion erfahren hat. Während nun aber wir anzunehmen gezwungen sind, dass die Erosion im wesentlichen durch Gletscher ausgeübt worden ist, hält sie Kilian für fluviatil. Er glaubt, dass das übertiefte Thal früher vom Eise verlassen wurde, als das zurückgebliebene Hängethal, und daher länger den Wirkungen der Flüsse unterworfen gewesen ist, als das Nachbarthal, dessen ursprüngliche Gestalt durch die in ihm fortbestehende Eisbedeckung konserviert worden sei, bis es bei einem weiteren Rückgange der Vergletscherung eisfrei wurde. Ähnlich, wie beim Schwinden des Eises kann der Gang der Ereignisse auch beim Kommen gewesen sein. Es wurde das Seitenthal eher vom Eis betreten, als das Hauptthal; dieses wurde noch von seinem Flusse vertieft, während jenes schon durch seinen Gletscher konserviert wurde. Beim nachfolgenden Anwachsen des Eises wurde auch das Hauptthal damit erfüllt, und seine fluviatilen Erosionsformen wurden infolgedessen zerstört. Thalstufen knüpfen sich nach Kilian also an alte Grenzen glacialer und fluviatiler Bodengestaltung; sie sind nach ihm bezeichnend für die Lage von Gletscherenden beim Kommen und Gehen des Eises.

Wenn sich auch in ähnlichem Sinne bald darnach Bonney¹⁾ über die Stufenmündungen der helvetischen Täler und Garwood²⁾ über die des Tessinthal geäußert haben und Fritz Frech³⁾ Kilians Theorie auf die Ostalpen anwenden möchte, so wollen wir ihr nicht mit den Argumenten entgegenreten, welche für den glacialen Ursprung der Übertiefung sprechen, wie die Natur des übertiefen Thales mit seinem unregelmässigen, oft rückläufigen Gefälle und seinem trogförmigen Querschnitte, sowie die Beschaffenheit der Stufenmündungen selbst, sondern beschränken uns hier zu untersuchen, inwieweit die von unserem verehrten Freund und Kollegen gemachten Voraussetzungen zutreffen. Sie bestehen in folgendem: Kilian nimmt zur Erklärung der Stufenmündung des obersten Durancethales in das als Hauptthal funktionierende Claréethal an, dass sich der Gletscher des letzteren bei Beginn einer Interglacialzeit bis nahezu an das obere Trogende bei Névache zurückgezogen habe; das abwärts gelegene Claréethal sei daher den Wirkungen des rinnenden Wassers ausgesetzt gewesen, während gleichzeitig der Boden des stufenförmig mündenden Durancethales auf der Höhe des Mont-Genèvre noch vom Eise besetzt und dadurch den Wirkungen der Erosion entzogen gewesen sei.

Clarée und Durance. Verbauung am Mont-Genèvre.

Kilian nimmt also an, dass das Claréethal als Hauptthal eher vom Eise verlassen werden konnte, als das als Nebenthal erscheinende Durancethal des Mont-Genèvre. Eine solche Annahme trifft für viele Fälle zu, hat aber nicht allgemeine Giltigkeit. Wiederholt haben wir gesehen, dass ein Hauptthal vergletschert war, wenn das Nebenthal an seiner Mündung noch nicht vom Eise betreten war. In solchen Fällen kommt es hier zur Verbauung. Der Fluss des Nebenthales schüttet dann an den Flanken des Hauptthalgletschers sein Gerölle auf; es entstehen „Adventivterrassen“, wie sie David Martin genannt hat. Eine solche Verbauung finden wir

1) Alpine Valleys in Relation to Glaciers. Quart. Journ. Geolog. Soc. London LVIII 1902 S. 690 (701).

2) On the Origin of some Hanging Valleys in the Alps and Himalayas. Ebenda. S. 703.

3) Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. XXXIV. 1903. S. 1 (22).

nun neben dem Claréethale; sie ist im obersten Durancethale am Wege zum Mont-Genèvre gut aufgeschlossen und von Kilian¹⁾ eingehend beschrieben worden. Sie weist uns darauf hin, dass im Gegensatz zu Kilians Voraussetzung das obere Claréethal eher vom Eise betreten, beziehentlich später verlassen wurde, als das oberste Durancethal am Mont Genèvre. Das entspricht auch der Höhenlage beider Thäler.

Die mittlere Höhe des Claréethales ist oberhalb der Mündung des Durancethales 2300 m. Füllte es sich bis dahin mit Eis, so war dessen mittlere Höhe gewiss kaum niedriger als 2400 m. Das wäre die zu unserem Claréegletscher gehörige Höhe der Schneegrenze. Bei einer solchen Höhe derselben würden die Berge in der Umgebung des Mont-Genèvre ihre Gletscher tiefstens bis zur Passhöhe herabreichen lassen können. Der Bach des vom Signal le Chenaillet herabkommenden Gletschers würde dann Variolith- und Gabbrogerölle zur obersten Durance herabführen, und solche finden sich, wie Kilian gezeigt hat, thatsächlich in den Verbauungsschottern, während sie bei den jetzigen hydrographischen Verhältnissen im Gebiete der Dora bleiben. Wir schliessen aus ihrem Auftreten in den genannten Schottern nicht auf eine Anzapfung der obersten Durance, sondern auf eine zeitweilige Verschiebung der Wasserscheide durch Gletscher. Wenn dies bei einer Höhe der Schneegrenze von 2400 m, 700 m unter der heutigen, geschah, so gewinnen wir einen Anhaltspunkt zur Altersbestimmung der verbauenden Schotter. Sie würden der Achen-schwankung zuzuweisen sein, also den Schotterterrassen des Embrunois entsprechen. Dies ist auch die Ansicht Kilians.

Die Möglichkeit, dass die Schotter des Mont Genèvre eine Verbauung darstellten, ist von Kilian nicht unerörtert gelassen. Er wendet dagegen ein, dass die Schotter dann Deltastruktur haben müssten. Doch kommt diese den Verbauungsschottern nur selten zu; letztere sind vielmehr in der Regel echt fluviatilen Ursprungs. Der Gletscher veranlasste die Abflüsse seiner Seitenthäler lediglich ihren Schotter fallen zu lassen und staute sie nicht zu Seen auf. Kilian hält unser Gerölle für den Überrest einer ausgedehnten Ablagerung, die einst auch das Claréethal erfüllte, kann diese Annahme aber nicht durch den Hinweis auf Beste jener Ablagerung im Claréethale stützen. Dass hier der Gletscher bei Névache endete, während sich Eis über den Mont Genèvre breitete, erscheint uns angesichts der Thatsache ausgeschlossen, dass die mittlere Höhe des Claréethales oberhalb Névache 2450 m beträgt; es würde bei einer Lage der Schneegrenze in rund 2500 m schon bis Névache mit Eis erfüllt sein; bei einer solchen Höhe der Schneegrenze würden die das oberste Durancethal umrahmenden Gipfel von 2500 m Höhe nur Hängegletscher haben können, die den Genèvre nicht erreichten.

Stufen von Briançon und l'Argentière.

Noch weniger anwendbar als auf die Stufenmündung des obersten Durancethales in das Thal der Clarée erscheint uns Kilians Annahme zur Erklärung der Thalstufe von Briançon, in welche die Durance die Schlucht von Asfeld eingeschnitten hat. Kilian glaubt, dass zur Zeit ihrer Bildung das Durancethal bis Vachette vergletschert gewesen sei, während das benachbarte Thal der Guisane eisfrei und der fluviatilen Erosion ausgesetzt war. Die Guisane führt uns heute zu den Gletschern der Pelvouxgruppe; diese werden sich bereits bis zum Thale herab erstreckt haben, während sich im oberen Durancegebiete bei einer entsprechenden Senkung der Schneegrenze gerade erst Hängegletscher bildeten. Sicher erreichte der Gletscher der Guisane Briançon eher als der der Clarée-Durance. Gleiches gilt für das bei l'Argentière mündende Thal der Gyronde (Vallouise). Es führt uns auf kurzem Wege mitten in die Pelvouxgruppe zu ihren grössten heute bis 1850 m herabreichenden Gletschern. Bei einer nicht allzu bedeutenden Herabsenkung der Schneegrenze musste es bis zu seiner Mündung mit Eis erfüllt worden sein, während der Durancegletscher unmöglich bis dahin gewachsen sein konnte.

1) Comptes rendus des collaborateurs 1895, S. 172.

So liegen denn im oberen Durancegebiete die Verhältnisse nicht so, wie es Kilians Theorie verlangt: Es ist nicht gerechtfertigt anzunehmen, dass die über-tieften Thalstrecken später vom Eise betreten und eher von ihm verlassen wurden, als die zurückgebliebenen. Wahrscheinlich ist vielmehr das Gegenteil; die über-tieften Thalstrecken sind die Gebiete der am längsten anhaltenden Vergletscherung und damit geknüpft an die stärksten Gletscher. Hiernach steht der Stufenbau des oberen Durancethales durchaus im Einklange mit den Regeln, welche wir S. 299 über die Übertiefung aufgestellt haben; er wird erklärt durch die Verstärkung glacialer Erosion am Zusammenmünden von Gletscherthälern. Dass aber die Stufen hier im Hauptthale gelegen sind und nicht an der Mündung der Nebenthäler ist dadurch bedingt, dass letztere die stärkeren Eisströme enthielten.

Gschnitzstadium und Daunstadium; warme Interstadialzeit.

Oberhalb Briançon verzeichnet Kilian auf Blatt Briançon der Carte géologique détaillée ausgedehnte Moränenvorkommnisse im Thale der Guisane bei Saint-Chaffrey. Irren wir nicht, wenn wir sie für Endmoränen nehmen, so würden sie auf einem längeren Halt des Guisanegletscherendes in 1300 m Höhe weisen. Bei einer mittleren Höhe des oberhalb gelegenen Thales von 2100 m, würde dieser Gletscher eine Höhe der Schneegrenze in mindestens 2400 m, also 700 m unter der heutigen verlangen und daher unserm Gschnitzstadium zuzuweisen sein. Eine weitere Endmoränenlandschaft stellt sich auf dem Col de Lautaret ein, welche Kilian beschrieben hat¹⁾. Ihr Material besteht aus den Mikrogranuliten und Protoginen des Pics von Combeynot (3153 m) und Roc Noir (3118 m) und beweist, dass diese einmal kurze kaum 3 km lange Gletscher bis zum genannten Passe (2075 m) herabsandten. Das setzt eine Herabdrückung der Schneegrenze auf etwa 2700 m Höhe, also um 400 m gegenüber der heutigen voraus. Hiernach hätten wir am Col de Lautaret es mit Moränen des Daunstadiums zu thun. Sie liegen, wie Kilian gezeigt hat, der östlichen Partie eines ziemlich mächtigen Kalktufflagers auf, das sich auf dem Pass erstreckt. Kilian hat darin Reste einer Flora entdeckt, welche gegenwärtig in der Höhe des Col de Lautaret ihre obere Grenze erreicht und bei einer um 400 m tieferen Lage der Höhengrenzen, wie sie für das Daunstadium charakteristisch ist, auf dem Passe gewiss nicht existieren konnte. Ihr fossiles Auftreten daselbst in den Tuffen unter den Moränen des Daunstadiums weist darauf, dass letzterem eine Zeit mit einer höheren, der heutigen ähnlichen Lage der Höhengrenzen vorausgegangen ist. Diese Zeit kann aber nur dem Gschnitzstadium gefolgt sein, denn damals mussten sich die Gletscher der benachbarten Thäler der Guisane und Romanche jedenfalls bis über den Col de Lautaret erheben, der ihren Boden nur um 400 m überragt. Hiernach haben wir zwischen Gschnitzstadium und Daunstadium eine Interstadialzeit mit höher gelegenen Höhengrenzen einzuschalten, und das Daunstadium erscheint uns ebenso wie das Bühl- und Gschnitzstadium als ein Gletscher-vorstoss.

Ich danke meinem Freunde Kilian die Mitteilung der von Fliche aus dem Kalktuffe des Col de Lautaret bestimmten Arten. Es handelt sich um zwei verschiedene Vorkommnisse; eines vorwiegend mit Weidenblättern, das andere mit Coniferenzapfen. Das erstere birgt eine

1) Sur les tufs calcaires du col de Lautaret (Hautes-Alpes). Comptes rendus Ac. Sc. 1. Okt. 1894. Mit Berichtigungen wieder abgedruckt in den Travaux du laboratoire de géologie. Grenoble III 2 1894/95 S. 299.

Buschflora von *Rhododendron ferrugineum* L., **Salix nigricans* Im., *S. Myrsinites* L., **S. arbuscula* L., *S. reticulata* L.; das letztere eine Waldflora mit *Rubus* sp., **Sorbus aucuparia* L., **Senecio Saracenicus* L., **Arctostaphylos officinalis* Winn. et Gral., *Rumex alpinus* L., **Betula alba* L., **Salix pentandra* L., **S. grandifolia* Ler., *Carex maxima?*, *Pinus montana* Mill. Die letztgenannte sehr häufige Art, anfänglich von Kilian als *Pinus silvestris* angeführt, kommt heute am Col de Lautaret nicht vor, steigt aber in der Nachbarschaft bis 2250 m an; die mit einem * versehenen Arten ferner erreichen in den Tiroler Centralalpen, nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen v. Wettstein, ihre obere Grenze bei 2050 m oder darunter. Darnach trägt die Flora des Kalktuffes vom Col de Lautaret eher das Gepräge einer geringeren Meereshöhe als ihm zukommt, und ist jedenfalls unvereinbar mit einer tieferen Lage der Höhengrenzen. David Martin (1903. S. 911) giebt an, im Tuffe auch Blätter der Buche gefunden zu haben. Wir legen auf diese Angabe kein Gewicht, da die Buche durchaus nicht in die vom Botaniker Fliche bestimmte Pflanzengemeinschaft passt.

II. Die kleinen Gletscher der provençalischen Alpen.

Thal der Bléone. Verdonthal. Varthal. Tinnée- und Vésubiethal. Rojathal. Schotterterrassen im Varthale. Pliocänes Delta des Var. Pliocäner Thalboden. Marine Terrassen bei Nizza und ihre Beziehungen zum Glacialen. Die Eiszeiten in den provençalischen Alpen. Die eiszeitliche Schneegrenze. Postpliocäne Hebung der Alpen. Paläolithische Funde.

Thal der Bléone.

Nachdem sie die Alpen verlassen hat, nimmt die Durance noch drei stattlichere Flüsse auf, die aus höherem Gebirge kommen, nämlich die Bléone, die Asse und den Verdon, in deren Thälern eiszeitliche Gletscherspuren erwartet werden können. Spärliche einschlägige Angaben liegen aus dem Thale der Bléone vor, das das der Durance unterhalb Sisteron erreicht. Rozet¹⁾ berichtet, das zwischen Digne und Brusquet Glacialbildungen vorkommen. Haug erwähnt 1891 aus der Umgebung von Digne nur fragliche erratische Blöcke und hebt hervor, in den oberen Thalverzweigungen der Bléone und des Bès keine ortsfremden Geschiebe gefunden zu haben. Blatt Digne der Carte géologique détaillée verzeichnet oberhalb Digne keinerlei Moränen; wohl aber giebt es solche unterhalb Digne längs des Weges an, welcher über Champtercier nach Thoard in das Thal der Esduye führt. Ich habe aber hier sowohl oberhalb Panerace als auch westlich Champtercier vergeblich nach Moränen gesucht. Ich fand dort lediglich gerutschte Partien des Miocäns und keinerlei Anzeichen dafür, dass sich der Gletscher der Bléone bis unterhalb Digne erstreckt habe. Leider war mir nicht möglich, oberhalb Digne an den von Rozet angegebenen Stellen zu suchen. Die Thatsache, dass hier neben dem Thale der Bléone ein verlassenes Thal existiert, dem die Strasse nach La Javie folgt, macht hier jugendliche Verschiebungen der Wasserscheide, wie sie in Moränengebieten häufig sind, wahrscheinlich. Dazu kommt, dass Blatt Digne um Marcoux an den unteren Gehängepartien Quartärbildungen (a¹) angiebt, die in den Erläuterungen zur Hochterrasse gestellt werden. Wir möchten daher das Ende des Bléonegletschers zur Zeit seiner grössten Ausdehnung etwa hier, in 700 m Meereshöhe, ansetzen. Weiter oberhalb würde uns die unruhige Geländedarstellung der Carte de France auf dem Sattel (849 m) zwischen La Javie und Le Brusquet veranlassen, daselbst nach den Jung-Endmoränen des Bléonegletschers zu suchen.

Nach genannten Erläuterungen hat der in das Thalbecken von Seyne eingedrungene Ast des Durancegletschers über den Sattel von Couloubroux (1318 m) in

1) Mémoire géologique sur les Alpes françaises. Bull. Soc. géol. (2) XII. 1855. S. 216 (246).

das Gebiet des Bès, eines Nebenflusses der Bléone, gereicht, ohne sich aber hier weiter zu verbreiten. Nur ein dürrtiger Hochterrassenrest wird bei Tanaron angegeben. Deckenschotter, ganz ähnlich dem des Durancethales, erstreckt sich im Thale der Bléone anwärts bis Digne. Er bildet die Terrasse von Les Rouquets unterhalb der Stadt am rechten Gehänge. Ihre horizontal geschichtete etwa 60 m mächtige Nagelfluh erhebt sich 160 m über die heutige Thalsole und schneidet diskordant die liegende Miocänagelfluh ab. Sie erscheint als die Ausfüllung eines neben dem heutigen gelegenen Thales. Stellenweise ist sie oberflächlich ziemlich tiefgründig verwittert und mit rotem Lehm bedeckt. Ihre Oberfläche und Sohle liegen höher als die des Deckenschotter im Durancethale, gleichweit von der Mündung der Bléone entfernt. Das weist auf ein stärkeres Gefälle (8‰) vom Thale der letzteren zur Deckenschotterzeit. Um fast gleichen Betrag ist aber auch das heutige Gefälle der Bléone grösser als das der Durance.

Keinerlei Gletscherspur ist bisher aus dem Thale der Ase bekannt geworden, dessen Umrahmung allerdings durchweg unter 2000 m Höhe bleibt. Ich habe seine oberen Partien nicht besucht. Unterhalb Barrême fehlen Schotterterrassen, welche die Nähe eines Gletscherendes anzeigen würden, völlig.

Verdonthal.

Erheblich weiter abwärts als die Bléone erreicht der Verdon die Durance. Auch aus seinem Thale waren bisher nur dürrtigitige Gletscherspuren bekannt geworden. Rozet hat kurz auf ihr Vorhandensein im obersten Thalgebiete hingewiesen; auf Blatt Digne der Carte géologique détaillée giebt Kilian Moränen nur in der Umgebung von Allos an, während in der Note explicative und in einer früheren Mitteilung¹⁾ auch solche bei Colmars erwähnt werden. Sie sind in der That auf das obere Thalgebiet beschränkt. Im weiten Becken von Saint-André-de-Méouilles sahen wir noch keine Spur von ihnen, aber in der oberhalb befindlichen Thalenge künden stellenweise vorhandene Terrassenreste die Nähe eines alten Gletscherendes. Ihre groben Schotter erreichen 30—40 m Mächtigkeit; sie sind aber nirgends mit Moränen, sondern immer nur mit eckigem Gehängeschutt bedeckt. Erst im Becken von Thorame, das einen bequemen Übergang zwischen dem Thale des Verdon und einem Seitenthale, dem Thale der Issole vermittelt, fand ich Glacialgebilde. Eine typische Grundmoräne liegt auf den Aptmergeln, 1 km südlich Thorame Haute in etwa 1100 m Höhe (A der Carte géologique); Moränenreste finden sich südlich und westlich des Dorfes (a¹ der Carte géologique), sie haben nicht die charakteristische Wallform der Jungmoränen, aber es fehlt ihnen auch die Verwitterungsdecke der typischen Altmoränen. Wir stellen sie auf unserem Kärtchen S. 721 zu den äusseren Moränen, weil die Schotterterrasse des Verdonthales in sie eingesenkt ist. Dieselbe trägt den Charakter einer Niederterrasse und kann thalaufwärts bis in das Becken von Beauvezer verfolgt werden. Am unteren Ende des letzteren reichen die Moränen bis zur Thalsole herab; sie steigen in Gestalt eines grossen Walles am rechten Thalgehänge empor und sind auch am linken, z. B. unfern le Villard-Reyssier, sichtbar. Auf der Carte géologique sind sie durchweg als Gehängeschutt (A) dargestellt. Sie kennzeichnen die Thalweitung von Beauvezer (etwa 1150 m hoch) als ein grosses Zungenbecken und bedingen dessen Fruchtbarkeit. Soweit sie sich erstrecken, sind

1) Comptes rendus des collaborateurs 1896. S. 136.

die Gehänge grün, während sie im Bereiche der Herrschaft des Gehängeschuttes weiter thalabwärts recht steril sind.

Eine typische Rippe begrenzt das Becken von Beauvezer thalaufrwärts und bedingt die Lage der altertümlichen Festung Colmars. Der Rundhöcker des Fort de la Savoie zeigt einen thalwärts gerichteten Gletscherschliff. Das Thal nimmt nun Trogform an und erscheint in typischer Weise übertieft. Über den Trogwänden sieht man noch deutliche Ufermoränen, so namentlich am Gehänge über dem Weiler Haut-Clignon, wo sie 1700 m Meereshöhe erreichen dürften.

Varthal.

Nur spärliche und weit auseinandergehende Berichte liegen über die ehemalige Vergletscherung des Vargebietes vor. Während 1873 A. de Chambrun de Rosemont¹⁾ nur in den obersten Thalverzweigungen Anzeichen alter Gletscher bemerkte, hat Desor²⁾ von solchen aus der Umgebung von Nizza berichtet. Wenige Vorkommnisse von Moränen verzeichnet Léon Bertrand auf Blatt Saint-Martin-Vesubie der Carte géologique détaillée; sie liegen insgesamt in den höheren Thalverzweigungen, und ausdrücklich hebt Bertrand hervor, dass sie recht dürftig seien³⁾. Die ältere Angabe Desors schien in neuerer Zeit eine gewisse Bestätigung zu erhalten, als Konrad Keilhack⁴⁾, ebenso wie Desor ein ausgezeichnete Kenner der Glacialbildungen, berichtete, gleichfalls an der Riviera bei San Remo Moränen gefunden zu haben. Damit war für unsere Untersuchung die Veranlassung gegeben, weit im Süden einzusetzen. Sie hatte zum Ergebnis, dass in der Nähe der Küste nirgends eiszeitliche Gletscherspuren vorkommen. Was Desor und Keilhack als solche beschrieben haben, gehört zum marinen Pliocän.

Das Vorkommnis, das Desor im Auge hatte, liegt in Luftlinie 20 km nördlich von Nizza, 1,5 km westlich vom Dorfe Levens an der Strasse, die ins Varthal führt. Bereits de Chambrun de Rosemont (S. 45) beobachtete hier eine grobblockige Ablagerung, von der er erwähnt, dass sie in nichts an Glaciales erinnere. Desor erwähnt Blöcke mit Schrammen (rayures), feine Kritzen auf Kalkstein. Ich habe 1902 an der von Desor genau angegebenen Stelle den groben Schotter des pliocänen Vardelta angetroffen, charakterisiert durch Eindrücke auf den Geröllen; glaciale Schrammen oder Kritzer fand ich auf letzteren nicht. Auf dem seither erschienenen Blatte Nice der Carte géologique détaillée verzeichnet Léon Bertrand dort gleichfalls die pliocäne Var-Nagelfuh (p¹). Weiter stützt sich Desor auf einige grosse Jurakalkblöcke in der dortigen Gegend. Da aber dort Jura ansteht, kommt ihnen keine Beweiskraft zu.

Die Moränen Keilhacks oberhalb San Remo inmitten der Olivenhaine sind eine Partie der grobblockigen Littoralfazies des dortigen Pliocäns, das hier in etwas weiterer Ausdehnung vorkommt, als Issel auf seiner geologischen Karte von Ligurien (Liguria geologica e preistorica; Genova 1892) angiebt. Keilhack selbst erwähnt, dass sich auf den Moränenblöcken aufgewachsen die Bewohner eines Meeres finden, wie es zur Pliocänzeit grosse Teile der Apenninhalbinsel bedeckte. In der That sieht man bei der Kirche Alla Madonna della costa im dortigen Pliocän Flyschblöcke mit Muscheln besetzt. Keinerlei Anzeichen spricht dafür, dass es sich um Moränenblöcke handelt. Einige hundert Meter weiter nördlich hebt sich bereits der Flysch hervor. Von ihm dürften die Blöcke durch die Brandung losgelöst sein.

Man muss hoch hinauf ins Varthal wandern, um den ersten Gletscherspuren zu begegnen. Keine Andeutung von ihnen im Längsthale von Puget-Theniers oder in der Enge von Daluis. Erst bei Guillaumes im Winkel zwischen Var und Tuébi

1) Etudes géologiques sur le Var et le Rhône. Nice (u. Paris) 1873.

2) Les anciens glaciers des Alpes Maritimes. Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel XI 1876/79 S. 519.

3) Etude géologique du Nord des Alpes Maritimes. Bull. serv. carte géol. IX. N. 56 1898. S. 114.

4) Die Vergletscherung der Alpen. Prometheus VI. 1895. S. 441 (444).

begegnen wir über einer Ablagerung eckigen Dolomitschutttes in grobem Varschott gekritzte Geschiebe; mutmasslich haben wir eine äussere Moräne vor uns, die sich hier 150 m über Thal, bis über 900 m Meereshöhe erhebt. Wenig weiter oberhalb schneidet die Strasse neben ihren Tunnels beinahe senkrecht stehendes Vargeröl an, das eine eigentümlich glänzende Oberfläche besitzt; es gehört vielleicht zu unserer Ablagerung, die hier in die Rauchwacken der Trias eingesunken ist. Bei Villeneuve d'Entraunes stellt sich eine Niederterrasse ein, und bei Saint-Martin-d'Entraun (1058 m) erreichen wir einen typischen Endmoränenwall, der das Thal quert: Dies ist die Jung-Endmoräne des Vargletschers, welche hier das genannte Dorf trägt. Sie liegt in einem stark übertieften Thale.

Die bis hierher reichende Zunge des Vargletschers ist von den Gletschern der rechten Thalseite, die sich an die Fréma (2749 m) lehnten, nicht mehr erreicht worden. Sie endeten hoch über Thal auf der breiten Schulterfläche zwischen riesigen Ufermoränen. Von der Pointe de la Figulière (1650 m) am Trogrande überblickt man letztere gut und erkennt, dass sie bis über 1900 m Höhe herabreichen. Dies weist also auf eine eiszeitliche Schneegrenze von rund 2000 m Meereshöhe.

Wir konnten drei einzelne Gletschergebiete unterscheiden: zwei Gletscher kamen aus beiden in über 1900 m Höhe gelegenen Karen an der Fréma und zogen sich, getrennt durch eine über 100 m hohe Mittelmoräne in das Thal von Vallières, wo sie in ungefähr 1500 m Höhe endet. Ein dritter Gletscher hatte sein Sammelgebiet unter den steilen Wänden südlich der Aiguille Pelon (2685 m) und reichte in das stufenförmig am Varthal abbrechende Thälchen von Le Monard, wo wir Moränen bis etwa 1250 m Höhe herab verfolgten. Zwischen den riesigen Ufermoränen von Vallières entwickeln sich mehrere Querwälle, welche einen schrittweisen Rückzug der Gletscher bis in die Kare hinein verraten. Vom Col des Champs aus konnten wir noch an mehreren Stellen des obersten Vargebietes ähnlich grossartige Moränenwälle sehen, die auf der Carte géologique détaillée nicht ausgeschieden sind, so namentlich um Entraunes. Mutmasslich ist manches von dem, was hier als Gehängeschutt (A) dargestellt ist, in Wirklichkeit Moräne.

Tinée- und Vésubiethal.

Leider ist es mir nicht möglich gewesen, das zweite Quellthal des Var, das Thal von Tinée zu besuchen. De Chambrun de Rosemont hat hier keine Gletscherspuren unterhalb Saint-Etienne-de-Tinée gefunden; nach Mader¹⁾ kommen beim genannten Orte solche vor. Léon Bertrand giebt auf Blatt Saint-Martin-Vésubiethal der Carte géologique détaillée hier lediglich alte Anschwemmungen an, zwischen denen ein Kalktufflager liegt. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass wir es hier mit einem Übergangskegel zu thun haben, der auf ein Ende des Tinéealthalgletschers in ungefähr 1200 m Meereshöhe weisen dürfte. Ausgedehntere Gletscherspuren beschreibt Léon Bertrand aus dem dritten Quellthale des Vargebietes, dem des Vésubiethal. Er giebt deren Verbreitung in der Nähe von Saint-Martin-Vésubiethal auf dem gleichnamigen Blatte der Carte géologique détaillée an und stellt hier auch die mächtige Ablagerung der thalabwärts gelegenen Terrasse von Berthemont (826 m) zu den Moränen, während er die der Umgebung von la Bollène zu den Pleistocänschottern stellt²⁾. Darnach müssen wir das Ende des Vésubiethalgletschers etwa in der Gegend von Roquebillière (578 m) ansetzen und annehmen, dass er vom Gargasgletscher, dessen Umrahmung der Mont Clapier 3046 m und der Cima de

1) Die höchsten Teile der Seealpen und der ligurischen Alpen. Leipzig 1897. S. 209.

2) Diese letzteren Ablagerungen werden gleich anderen thalabwärts gelegenen von Caméras auf seiner Carte géologique des environs de Nice (Bull. Soc. géol. 3. V. 1877 Taf. XV) als Glacialablagerungen verzeichnet. Der Text (ebenda S. 803) nimmt auf sie nicht Bezug.

Geläs 3135 m Höhe besitzen, nicht erreicht worden ist. Wahrscheinlich ist der Vesubiegletscher von Saint-Martin (950 m) über den westlich gelegenen Col de Saint-Martin in das Bramafamathal bis la Bolline (1042 m) vorgedrungen; denn Léon Bertrand erwähnt, dass hier grosse Blöcke krystallinischer Gesteine in einem Schlamme wahrscheinlich glacialen Ursprungs vorkommen. Die Thatsache, dass hier Erdpyramiden auftreten, spricht für die Richtigkeit der Eintragung der Ablagerung als Moränen auf der geologischen Spezialkarte.

Rojathal.

Wenden wir den Blick ostwärts über die Grenzen der Provence hinaus, so treffen wir im benachbarten Ligurien ausgedehnte Gletscherspuren, die namentlich im Gebiete der vom Colle di Tenda kommenden Roja durch Viglino¹⁾ nachgewiesen sind. Sie sind am auffälligsten im Bereiche des vom M. Clapier (3046 m) kommenden Minierathales, fehlen aber auch nicht im Thale des Rio Freddo oberhalb Ponte Ricco (etwa 900 m) und in der Nachbarschaft des Colle di Tenda, wo ein Kärtchen von Baldacci und Franchi ausgedehnte Moränen im Thale der Caramagna verzeichnet. Dieselben reichen bis etwa 1200 m herab und gehören offenbar zu einem von der Rocca dell Abisso (2755 m) gekommenen Gletscher. Ob die grosse Endmoräne von S. Dalmazzo (694 m) einem zusammenhängenden Rojagletscher angehört oder vom Minieragletscher ins Rojathal gebaut wurde, wagen wir nach den vorliegenden Angaben nicht zu entscheiden; sie ist nach Viglino mutmasslich nicht die äusserste; letztere mutmasst er an der italienischen Grenze unter Berghe, also in etwa 500 m. Wie dem auch sei, das sicher Bekannte weist im Osten der Seealpen auf eine niedrige Schneegrenze. Wir können dieselbe auf Grund der nahe dem Colle di Tenda gefundenen Gletscherspuren nicht höher als zu 1800 m ansetzen.

Schotterterrassen im Varthale.

Ausgedehntere Schottervorkommnisse habe ich in den südlichen provençalischen Alpen lediglich im Längsthale des Var bei Puget-Theniers angetroffen, und zwar lassen sich zwischen hier und Entrevaux vier verschiedene Terrassen unterscheiden.

Eine niedrige Terrasse (a) trägt die alte Festung Entrevaux; sie erhebt sich dort etwa 20 m über den Var, längs dessen sie auch weiter oberhalb mehrfach unter mächtiger Bedeckung von Gehängeschutt auftritt. Sie wird bei Entrevaux von einer auf hohem Felssockel aufsitzenden 20 m mächtigen Nagelfluhterrasse (c) überragt, deren Oberfläche etwa 560 m Meereshöhe erreicht. Eine ganz ähnliche Terrasse (e) findet sich gleichfalls am rechten Gehänge des Varthales wenig oberhalb Puget-Theniers zwischen 500 und 530 m Höhe. Ihr Varschotter verzahnt sich in augenfälliger Weise mit dem Schutte des benachbarten Gehänges; ihr Sockel erhebt sich 100 m über den Fluss. Nach der Beschaffenheit ihres Materiales, die an die des Deckenschotter erinnert, entspricht sie der oberen Terrasse von Entrevaux, der sohin ein Gefälle von 6‰ zukommen würde. Zwischen beiden Vorkommnissen erhebt sich bei Glandère (627 m) eine Felsterrasse auf beinahe 650 m, auf deren Höhe ich einzelne Kalkgerölle fand (d); weiter abwärts sah ich rechts unterhalb Puget-Theniers zwei Terrassen übereinander, von denen die obere der oberen von Entrevaux (e) zu entsprechen schien, während die tiefere höher liegt als die dortige niedrige (a) und daher wohl ein Zwischenglied (b) darstellt.

Weiter thalabwärts gelegene Schottervorkommnisse verzeichnet Léon Bertrand auf Blatt Nice der Carte géologique détaillée rechts des Flusses bei Breuil und links bei Villars. Hier können, wie er in den Erläuterungen bemerkt, drei nebeneinander befindliche Niveaus unterschieden

1) Introduzione allo studio sui ghiacciai delle Alpi marittime. Boll. Club alpino ital. 1898. S. 105.

2) Studio geologico della galleria del Colle di Tenda. Boll. Comitato geol. d' Italia. XXXI. 1900. S. 33.

werden, die sich so deutlich trennen, dass man sie von der Eisenbahn aus auseinander halten kann. Leider sind wir über die Niveaueverhältnisse aller dieser Vorkommnisse nicht unterrichtet. Dürfen wir den Isohypsen der Carte de France 1 : 200 000 trauen, so reichen die Schotter von Breuil bis über 720 m, die von Villars bis über 480 m. Entsprechen letztere den höheren (c) von Puget-Theniers, so ergibt sich für dieselben nur ein Oberflächengefälle von 3‰, während die von Breuil höher liegen, selbst höher als die Schotterreste von Glandère (d). Man könnte hiernach um so eher auf eine stattgehabte Störung der Niveaueverhältnisse schliessen, als das Varthal unterhalb Puget-Theniers ein sehr jugendliches Gepräge trägt und ein aussergewöhnlich steiles Gefälle von fast 9‰ (in der Richtung des Thalweges gemessen) hat.

Pliocänes Delta des Var.

Dort, wo der Var unfern Levens sein Engthal verlässt, tritt er in das Bereich seines grossen Delta, über dessen Zugehörigkeit zum älteren Pliocän (Piacenziano) kein Zweifel herrscht. Die nördlichsten Spuren dieser bedeutenden Ablagerung sind es, die von Desor als Moränen beschrieben worden sind. Sie erheben sich auf 480 m Höhe; tritt die schräge Schichtung in ihnen auch noch nicht deutlich entgegen, so ist sie etwas tiefer, südlich Roquette, ungemein auffällig und hält bis in die Nähe von Nizza an. Dabei senkt sich die ziemlich ebene, allerdings von Flüssen stark durchfurchte Oberfläche des Delta bis in die Gegend von Nizza auf etwa 180 m Meereshöhe herab. Handelt es sich hier um die ursprüngliche Oberfläche des Delta, so müssen wir annehmen, dass dasselbe seit seiner Ablagerung eine Schrägstellung erfahren hat, und zwar alpenwärts um mindestens 300 m höher gehoben worden ist als an der Küste; das entspricht einem Anstiege von rund 20‰.

Obwohl de Chambrun de Rosemont (Tafel IV Fig. 1) bereits 1873 einen klaren Durchschnitt durch ein Delta gegeben und darin die Grenze zwischen dem hangenden subaerilen Schwemmkegel und der subaquatischen Aufschüttung unterschieden hat, so ist im Vargebiete doch noch nicht versucht worden, mittels dieser „oberen Kante“ des Deltas die Spiegelhöhe des pliocänen Meeres in seinen einzelnen Teilen nachzuweisen, und wir sind daher nicht sicher, ob die Oberfläche der Deltaschotter ursprünglich oder durch Abtragung entstanden ist. Aus stratigraphischen Gründen haben jüngst Depéret und Caziot auf eine Schrägstellung des Delta geschlossen (Note sur les gisements pliocènes et quaternaires marins des environs de Nice. Bull. Soc. géol. 4 s. III 1903 S. 321, besonders S. 340), indem sie von der verschiedenen Höhenlage der marinen Thone ausgingen, welche den Schottern eingeschaltet sind. Diese marinen Thone lassen bei Nizza auf ein Niveau des Pliocänmeeres von 180 m Höhe schliessen und erheben sich bei Aspremont bis 430 m Höhe. Diese hohe Lage im Verein mit der Thatsache, dass bei Aspremont die pliocänen Schotter, nach der Carte géologique détaillée zu urteilen, höher reichen als sonst, lässt uns mutmassen, dass dieselben an ihrem Ostrande eine besonders starke Hebung erfahren haben.

Pliocäner Thalboden.

Das grosse pliocäne Vardelta bildet das Basisniveau für einen höheren Thalboden, den wir am Var aufwärts verfolgen können, und in den der Fluss einen cañonartigen Einschnitt eingesägt hat. Wir erkennen diesen pliocänen Thalboden in der Hochfläche zwischen Var und Tinée, auf welcher das Fort Picciavet (775 m) gelegen ist. Sie überragt hier bereits bedeutend die pleistocänen Terrassen der Längsthalstrecke, welche sich weit weniger hoch über den Fluss erheben. Darin offenbart sich ihr höheres Alter, das sich auch im Habitus ihres Materiales spiegelt: Die Deltaschotter bilden keine löcherige Nagelfluh, wie die Schotter der Terrassen, und unterscheiden sich von denselben durch die Eindrücke auf ihren Geröllen.

Marine Terrassen bei Nizza und ihre Beziehungen zum Glacialen.

An der Seeseite des grossen zum Piacenziano und Astiano gehörigen alten Vardeltas haben Depéret und Caziot jüngere marine Ablagerungen nachgewiesen.

Die einen halten sich in 50—60 m Höhe und werden vornehmlich wegen dieser Höhe zur jüngeren Stufe des marinen Oberpliocäns von Italien, zum unteren Sahariano Seguenza's gestellt, während die in 25 m Meereshöhe auftretenden mit *Strombus mediterraneus* und *Conus Mercati* zum Altquartär gerechnet werden; zum Jungquartär verweisen unsere Autoren Strandbildungen in 4—5 m Meereshöhe mit einer von der heutigen nicht abweichenden Fauna. Welche Beziehungen zwischen diesen Strandbildungen und den Schottern im Längsthale des Var bestehen, lässt sich nicht erkennen; denn es konnten bisher die Schotterterrassen nicht unterhalb des Längsthales des Var nachgewiesen werden. Sie fehlen jedenfalls im Engthale unterhalb der Tinéemündung und sind auch im Bereiche des alten Deltas nicht auffällig. Sie können aber auch nicht oberhalb der Längsthalstrecke bis zu den Moränen hin verfolgt werden; hier schaltet sich zwischen beide die malerische Enge von Daluis, in welcher der Var eine Aufwölbung des Perm, das Antiklinalgebiet des oberen Var Léon Bertrand's, durchbricht. In dieser Schlucht findet sich nicht das mindeste Anzeichen von Terrassen; für sie ist kein Raum; man erhält durchaus denselben Eindruck wie im Bereiche der Tinéemündung, dass der Fluss hier ununterbrochen in ein sich hebendes Gebiet eingeschnitten habe. Obwohl die alten Gletscher des Varthales den Gestaden des Mittelmeeres auf 80 km nahe gekommen sind, und dazwischen auf eine Entfernung von fast 25 km Terrassen nachweisbar sind, so vermögen wir doch nicht sichere stratigraphische oder morphologische Beziehungen zwischen den alten Gletscherausdehnungen und den Uferlinien des jüngsten Tertiärs und Quartärs hier zu erkennen.

Man ist in dieser Hinsicht auf blosse Mutmassungen angewiesen. Es liegt bei der geringen Entfernung (40 km), welche die Terrassen von Villars vom Meere trennt, nahe, ihren hohen Sockel mit einer hohen Lage der Strandlinie in Beziehung zu bringen; doch kann bei der engen Abhängigkeit der Terrassen vom Gebirgsbaue — ihrem Auftreten in einer Synklinale und ihrem Fehlen in benachbarten Antiklinalgebieten — dessen Höhenlage auch mit tektonischen Vorgängen in Beziehung stehen, zumal da nach dem oben Auseinandergesetzten die Gefällsverhältnisse des Schotter möglicherweise nicht regelmässig sind. Keinenfalls kann man aber die Anhäufung der hochgelegenen Schotter (c) von Entrevaux und Puget-Theniers auf eine der durch die hochgelegenen Strandbildungen angezeigte höhere Lage des Meeresniveaus zurückführen; denn können sich Staubildungen zwar viele Kilometer flussaufwärts erstrecken, so haben sie doch immer ein sanftes Oberflächengefälle; das des Schotters von Puget-Theniers bis zum 60 m Strande ist aber $8,5\text{‰}$; es ist noch grösser als das des heutigen in den Engen erodierenden Var ($7,3\text{‰}$), da der Schotter höher über diesen reicht, als die jungpliocäne Uferlinie über den heutigen Meeresspiegel. Eher glauben wir, dass die Schotter im Längsthale des Var fluvioglaciale Aufschüttungen darstellen, die unterhalb der Engen in den Thalweitungen entstanden sind. Man wird sie nach der Analogie mit andern Vorkommnissen, vielleicht mit den von uns unterschiedenen vier Serien parallelisieren können. Sollte die dazu nötige eingehendere Untersuchung dieselbe Regelmässigkeit ihrer Gefällsentwicklung feststellen können, die wir sonst angetroffen haben, so wird man Anhalte gewinnen können, um auf die korrespondierenden Lagen des Meeresspiegels mehr oder weniger sicher zu folgern. Einstweilen müssen wir uns mit der Erkenntnis begnügen, die uns die Schrägstellung des pliocänen Vardeltas liefert, nämlich dass auch die Seealpen mit dem älteren Pliocän eine Emporhebung über ihre Umgebung erfahren haben.

S. 743 werden wir zeigen, wie durch prähistorische Funde das Alter der einen marinen Terrasse näher eingengt werden kann.

Die Eiszeiten in den provençalischen Alpen.

Ein Überblick über die Glacialbildungen der provençalischen Südalpen führt uns dieselbe Gruppe von Phänomenen vor Augen, die wir auf der Nordseite der

Alpen kennen gelernt haben. Deutlich sondern sich im Thale der Durance Hoch- und Niederterrassen, die sich jeweils mit Moränen verknüpfen. Höher tritt ein Schotter auf, der sich zwar nicht deckenförmig über das Land breitet, sondern terrassenförmig im tiefen Thale gelagert ist, und der uns gleichwohl an den subalpinen Deckenschotter erinnert. Wir verwiesen die ziemlich weit von einander gelegenen Vorkommnisse, die sich auch in das Thal der Bléone hinein fortsetzen, einstweilen in einen Horizont; aber mancherlei Anzeichen deuten darauf, dass deren zwei vorhanden sind. Gefällsentwicklung, Mächtigkeitzunahme und Zusammensetzung der im Buechthale gelegenen Vorkommnisse weisen auf fluvioglaciale Entstehung. So sehen wir neben den Schottern der Würm- und Riss-Eiszeit solche älterer Eiszeiten, und zwar wahrscheinlich der Mindel-Eiszeit und vielleicht auch der Günz-Eiszeit. Im Varthale fanden wir gleichfalls eine Terrassenentwicklung, die in gleicher Richtung weisen dürfte. Wie auf der Nordseite der Alpen scheiden sich im Durance- und Vargebiete deutlich Jung- und Altmoränen durch die Verschiedenheit ihres Formenschatzes und stellenweise auch durch den Grad ihrer Verwitterung; aber die Lössbedeckung, die uns früher so leicht die Altmoränen erkennen half, fehlt hier ebenso wie im Thale der Isère und wird nur durch eine schwächliche Entwicklung rötlicher Lehme vertreten. Im Durancegebiete endlich konnten wir dieselben drei Stadien der Post-Würmzeit unterscheiden, zu deren Aufstellung wir im Inngebiete gelangt waren, und ein wichtiger Fund Kilians ermöglichte uns zu erkennen, dass sich zwischen das Gschnitz- und Daunstadium eine mildere Interstadialzeit eingeschaltet hat.

Die eiszeitliche Schneegrenze.

Die Eigentümlichkeiten der provençalischen Gletscherentwicklung liegen nicht in deren Art, sondern in ihren Grössenverhältnissen. Wohl gehört der Durancegletscher mit einer Länge von beinahe 150 km (im Thalweg gemessen) noch zu den grösseren eiszeitlichen der Alpen; hat er sich auch in ziemlich geringe Meereshöhe herab erstreckt, so befindet sich sein äusserstes Ende bei Sisteron noch zwischen ansehnlichen Bergen. Recht klein aber waren seine östlichen Nachbarn im Verdon- und Varthale, noch kleiner endlich nach dem, was wir von Léon Bertrand erfahren, der Vésubiegletscher; doch reichte dieser tiefer herab als jene. Gleiches gilt vom Rojagletscher. Dabei birgt die Umrahmung aller jener Gletscher Gipfel von über oder von nahe an 3000 m Höhe. Wir stellen hier die Masse der kleinen Gletscher zusammen.

| | Verdongletscher | Vargletscher | Vésubiegletscher |
|--------------------------|-------------------------------|----------------------------|---------------------------------|
| Länge . . . | 30 km bis Haute-Thorame | 25 km bis Guillaumes | 19 km bis oberhalb Roquebillère |
| Ende*) . . . | 1100 m bei Haute-Thorame | 900 m bei Guillaumes | 800 m bei Berthémont |
| Mittelhöhe der Umrahmung | 2600 m oberhalb Colmars | 2700 m oberhalb Entraunes | 2600 m oberhalb Saint Martin |
| Mittelhöhe des Thales | 1940 m oberhalb Haute-Thorame | 1900 m oberhalb Guillaumes | 1800 m oberhalb Berthémont |

*) Höhe der Moränen, nicht Höhe des Flusseinschnittes.

Diese Daten weisen auf eine sehr hohe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze im Verdon- und Varthale. Wir können letztere für die grösste Gletscherausdehnung bis Haute-Thorame und Guillaumes nicht tiefer ansetzen als zu 1900 m, das ist etwas mehr als die Mittelhöhe von Gletscherende und Umrahmung, sowie ziemlich genau die mittlere Thalhöhe oberhalb des Gletscherendes. Das Ergebnis steht im Einklange mit dem, was uns die kleinen Gletscher lehrten, die von der Fréma ausgingen und über dem Varthale endeten. Aus ihnen schlossen wir auf eine Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze von rund 2000 m. Dabei müssen wir im Auge behalten, dass diese kleinen Gletscher der Würm-Eiszeit angehören, während die grösste Ausdehnung des Verdon- und Vargletschers, deren Masse wir angaben, in die Riss-Eiszeit fällt. Die Schneegrenze der letzteren aber haben wir bisher allenthalben etwa 100 m tiefer als die der Würm-Eiszeit angetroffen. Das Wenige, was wir über die alte Vergletscherung des Vésubiethales wissen, weist mit Bestimmtheit auf eine etwas niedrigere Schneegrenze. So kurz der Gletscher war, so reichte er doch erheblich tiefer herab als seine westlichen Nachbarn, und ein bis Roquebillière sich erstreckender Gletscher verlangt eine Schneegrenze in 1700—1800 m Höhe, zumal da seine Umrahmung tiefer lag als die seiner westlichen Nachbarn. Das entspricht der Schneegrenze im Rojathale. Diese niedrigere Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in den östlichen Seealpen überrascht auf den ersten Blick, aber sie harmoniert mit den heutigen Verhältnissen: Während im Bereich des Verdon und oberen Var der Mont Pelat (3032 m) gletscherfrei ist, trägt im Bereiche der Vésubie die Cima dei Gelàs (3115 m) kleine Gletscher, die auf ihrer Nordseite, wie Mader gezeigt hat (S. 138), im Mittel auf 2500—2600 m Höhe herabreichen. Das deutet bei Nordexposition auf eine Schneegrenze in 2800—2900 m, der eine klimatische Schneegrenze von weniger als 3000 m entsprechen dürfte, während die des Mont Pelat ebenso wie die der cottiischen Alpen mindestens in 3100 m Höhe verläuft. Es ist die für die Seealpen sich ergebende würm-eiszeitliche Depression der Schneegrenze wie in den nördlichen Alpen rund 1200 m.

Den Tinéegletscher haben wir in obiger Tabelle nicht aufgenommen, da uns nichts Näheres über sein Ende bekannt ist. Nach den vorliegenden Daten sind seine Masse (Länge bis unterhalb Saint-Etienne 16 km, Ende unterhalb Saint-Etienne 1100 m, Mittelhöhe der Umrahmung oberhalb Saint-Etienne 2650 m) mit einer würmeiszeitlichen Schneegrenze von 1900—2000 m Höhe in Einklang. Ebenso harmoniert damit der Mangel an Gletscherspuren im Thale der Asse.

Dass auch im Durancegebiete die eiszeitliche Schneegrenze ziemlich hoch gelegen war, geht bereits aus der hohen Lage der Ufermoränen im Gapençais hervor, wie auch aus der Thatsache, dass der Gletscher in das Becken von Seyne eindringen konnte, trotzdem in dessen Umrahmung die Montagne Blanche über 2600 m Höhe erreicht. Einen Anhalt zur näheren Festlegung unserer Grenze bietet die von David Martin (1900 S. 117) berichtete Thatsache, dass zwischen dem Drac- und Durancegletscher der Gletscher des Thales des Ancelle bis in die Sattelregion des Col Bayard herabsteigen konnte und hier in 1300 m Höhe ein kleines Zungenbecken hinterliess, in dessen Mitte das Dörfchen Ancelle liegt. Umrahmt von einem Firste mit 2300 m mittlerer Höhe, verlangt dieser wenig mehr als 10 km lange Gletscher eine Schneegrenze in mindestens 1800 m Höhe. Eine etwas geringere Höhe der Schneegrenze verlangen die Gletscher des Diois, deren Spuren wir oben (S. 699) erwähnt haben. Mit diesen Werten steht in vollem Einklange, dass die eingehenden

Untersuchungen von Paquier¹⁾ im westlich gelegenen Diois und von Kilian²⁾ über die Kette von Lure (1827 m) südlich von Sisteron nirgends eiszeitliche Gletscherspuren antrafen, und dass solche auch nicht vom Ventoux (1912 m) berichtet werden, obwohl dieser Berg von Léonhardt³⁾ eingehend geologisch untersucht worden ist. Es war dies Gebiet gleich dem des unteren Varthales, wie bereits 1851 de S a porta) bemerkte, immun gegen Gletscher.

Es setzt sich der Anstieg der eiszeitlichen Schneegrenze gegen Süden hin, den wir im rhodanischen Gebiete kennen gelernt haben, in der Provence fort; sie erreicht hier im Département der Basses-Alpes nahe bei 44° N. eine grösste Höhe von fast 2000 m; von da an senkt sie sich ostwärts, in dem Masse als sich die Küste dem Hochgebirge nähert, in den Seealpen wieder unter 1600 m Höhe herab.

Glaciale Bodengestaltung.

Wie hoch nun auch die eiszeitliche Schneegrenze in den provençalischen Alpen lag und wie klein die eiszeitlichen Gletscher waren, die sich hier im wesentlichen nördlich von 44° N. entwickelten, so ist doch der Einfluss, den letztere auf die Gestaltung der Alpen genommen haben, ein nicht minder bedeutender als sonst. Bereits Charles Lory ist dessen gewahr geworden; denn er schliesst (S. 696) aus der Form des Kammes von Ventoux und Lure, dass beide keine Gletscher getragen haben. Es ist höchst auffällig, wie sich Gipfel- und Thalszenerie ändern, sobald man in das Gebiet der alten Gletscher gelangt. Auf den Höhen entwickeln sich karähnliche Formen, die allerdings im Kalk- und Schiefergebirge nicht so typisch entwickelt sind wie im Urgebirge, wo sich in den Seealpen ein ausserordentlicher Reichtum an typischen Karen und Kartreppen mit ihren Seen zeigt. In den Thälern entwickelt sich die Übertiefung, und so auffällig ist der damit verbundene Wechsel der Szenerie, dass wir an den Formen erkannten, als wir im Verdon- und Varthale die Grenze der alten Gletscher überschritten.

Ist wohl auch die Entwicklung der Zungenbecken eine etwas kümmerliche, so giebt sie sich doch nicht bloss durch eine Thalweitung zu erkennen, sondern zugleich durch schwächeres Gefälle. Dieser Gefällswechsel zeigt uns an, dass dort, wo der Gletscher lag, das Thal stärker erodiert worden ist als weiter abwärts, und zugleich verraten die Stufenmündungen der Seitenthäler, dass diese Erosion in einer einseitigen Übertiefung des Hauptthales besteht. Besonders auffällig ist ferner der Wechsel des Landschaftsbildes, der sich an das Auftreten der Moränen knüpft. Bestehend aus mechanisch verkleinerten, bunt durch einander gemengten Gesteins-

1) Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Travaux du laboratoire de géologie. Grenoble V₂ u. V₃ 1900—1901. Etude sur la formation du relief dans le Diois et les Baronnies orientales. La Géographie VI. 1902 S. 197. 289. 375.

2) Description géologique de la Montagne de Lure. Annales des Sc. géol. XIX u. XX Paris 1888. Es wird hier zwar (XX. S. 100) ausdrücklich erklärt, dass die Glacialbildungen nicht Gegenstand eines Spezialstudiums gewesen sind, und ausgesprochen, dass möglicherweise später Beobachter solche nachweisen würden; aber bei Aufnahme von Blatt Le Buis der Carte géologique hat Kilian sie nirgends feststellen können.

3) Étude géologique du Mont Ventoux. Paris 1883. S. 150—155 werden nur ältere und jüngere Anschwemmungen erwähnt.

4) Les temps quaternaires. Revue des deux mondes. XLVII. 1881 S. 335. (Anzeige von Falsan u. Chantre u. s. w.)

trümmern sind sie weit fruchtbarer, als der in seiner Zusammensetzung weit monotonere und wegen seiner lockeren Lage für das Wasser viel durchlässigere Gehängeschutt; dort, wo Moränen einsetzen, wird das Thalgehänge grüner.

Postpliocäne Hebung der Alpen.

Der an die alten Gletschergrenzen geknüpfte Gefällswechsel der Gletscherthäler kann nicht mit einem Rücksinken der Alpen in Beziehung gebracht werden. Wir konnten an der Durance einen altquartären Thalboden weit hinauf im alten Gletschergebiete verfolgen, stets mit steilerem Gefälle als heute dem Thale zukommt. Im Vargebiete fanden wir Beweise dafür, dass der Alpensaum in postpliocänen Zeiten eine nennenswerte Schrägstellung im Sinn einer Hebung der Alpen erfahren hat, und die Jugendlichkeit der dortigen Thäler vergewissert uns, dass diese Schrägstellung bis tief in das Innere des Gebirges wirksam gewesen ist. Die Zone subalpiner Hebungerscheinungen, die wir vom deutschen Alpenvorlande her vor dem Gebirge verfolgt haben, setzt sich hier in die Alpen hinein fort, und wir erkennen hier, dass das Gebirge, weit davon entfernt, rückzusinken, als Ganzes gehoben ist.

Paläolithische Funde.

Im Bereiche der provençalischen Südalpen liegt die berühmte paläolithische Fundstelle des roten Felsen (Baoussé-roussé) östlich von Mentone, bereits auf italienischem Boden. Der rote Felsen ist ein von Kalk gebildeter Küstenvorsprung, den die Strasse der Corniche abschneidet und die Eisenbahn in einem Tunnel quert. An der Küste öffnen sich hier nur 20 m über dem Wasser nicht weniger als neun Höhlen, welche schon wiederholt ausgebeutet worden sind. Während E. Rivière¹⁾ hier im wesentlichen nur einen von ihm an die Grenze von Moustérien und Solutréen verwiesenen paläolithischen Horizont angetroffen hat, haben die neueren Ausgrabungen verschiedene Niveaus feststellen können. Bereits 1899 konnte Verneau²⁾ zeigen, dass in der grossen Höhle, Barma grande, mindestens drei Stufen vorkommen, nämlich von oben nach unten: a) Neolithisches, b) Rentierzeit, c) Elephaszeit. Die neuesten Ausgrabungen, die der Fürst von Monaco ausführen liess, haben die von Verneau angenommene Schichtfolge bestätigt und wesentlich ergänzt. Es liegt darüber allerdings nur ein kurzer Bericht von M. Boule³⁾ vor. Er zeigt, dass in der Prinzenhöhle die mittleren und oberen Schichten Elemente der arktalpinen Fauna einschliessen: Wollhaariges Rhinoceros, Steinbock, Murmeltier, Ren; die unteren Straten bergen hingegen eine typische interglaciale Fauna mit *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki* und *Hippopotamus*. Wir haben also hier eine regelrechte Überlagerung der interglacialen Fauna durch die arktalpine vor uns.

Dieser geologischen Schichtfolge entspricht der archäologische Inhalt. In der Schicht mit dem interglacialen Urelephanten kommen nach Verneau Feuersteinartefakte vom Moustiertypus vor, in der Rentierschicht mit den Elementen der arktalpinen Fauna Magdalénientypen. Sie vergesellschaften sich mit sehr primitiven Beinartefakten; wir glauben daher, dass im wesentlichen Solutréen vorliegt. Die zahlreichen in den Höhlen von Baoussé-roussé aufgedeckten paläolithischen Gräber scheinen ausschliesslich den Horizonten mit der arktalpinen Fauna anzugehören. Wenigstens ist es sicher so in der Kindergrotte. Das tiefste Grab mit Skelettresten einer

1) De l'antiquité de l'homme dans les Alpes maritimes. Paris 1878/79. S. 314.

2) L'homme de la Barma-Grande. 1899.

3) Compte-rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France. 1904. S. 14.

australoiden Rasse¹⁾ ist nach Boule unmittelbar über den Lagen mit *Rhinoceros Mercki* gefunden, es ist also spätestens in die Mitte der Riss-Würm-Interglacialzeit zu verweisen. Wenig höher beginnen die Gräber einer hochstämmigen Rasse, deren höchstes von Boule bereits in das Magdalénien verwiesen wird.

Die Schichten mit *Rhinoceros Mercki* der Prinzenhöhle ruhen auf marinen auf, die einem alten Strande von nur 7 m Meereshöhe angehören. Funde von *Strombus mediterraneus*, der nach Dautzenberg mit dem rezenten *Strombus bubonius* Lamk. von den Cap Verden identisch ist, vergewissern, dass wir es hier mit derselben Terrasse zu thun haben, die bei Nizza in 25 m Höhe auftritt. Ist es nicht durchführbar gewesen, diese Uferlinie auf Grund stratigraphischer Beobachtungen in unsere Chronologie des Eiszeitalters einzuordnen, so wird es nun auf paläontologischem Wege möglich. Sie ist älter als die Riss-Würm-Interglacialzeit. Während dieser aber, da der Urelephant und das Mercksche *Rhinoceros* die Höhlen bewohnten, und auch später, als sie von der arкто-alpinen Fauna aufgesucht wurde, muss das Land wesentlich höher gelegen gewesen sein, da sonst die Höhlen nicht entsprechend zugänglich gewesen wären. Boule verweist auf einen seichten Grund vor den Felsen Baoussé-roussé als möglichen Strand dieser Zeit; er erwähnt dann Spuren eines weiteren höheren Meeresstrandes 28 m über dem heutigen, der durch Löcher von Lithodomen angezeigt wird. Wir haben also hier eine recht verwickelte Geschichte der Strandlinie: zunächst haben wir es vor der Riss-Würmzeit mit intermittierenden Hebungen zu thun, und viel später mit einer Senkung. Eine solche ist auch weiter östlich durch Issel²⁾ in Ligurien nachgewiesen worden; die neolithische Schicht der Höhle von Bergeggi unweit Savona wird bei hoher See von den Wogen überwaschen. Wir haben es also hier mit einer nachneolithischen Senkung zu thun, der allerdings schon wieder eine Hebung gefolgt ist: Bohrlöcher von Lithodomen finden sich in der Höhle über dem Niveau des jetzigen Hochwassers.

Der Nachweis von arкто-alpinen Elementen in der jüngeren Fauna der Höhlen von Mentone durch Boule ist um so wichtiger, als jene sonst im allgemeinen keinen arкто-alpinen Habitus trägt. Sie ist charakterisiert durch das Vorwalten von Hirschen und hat im allgemeinen das Gepräge einer Waldfauna. Eine solche ist auch in den Höhlen Liguriens verbreitet, welche Artefakte der jüngeren paläolithischen, von Issel als miolithisch bezeichneten Zeit geliefert haben. So in der Höhle Le Grotte bei Pietra Ligure; da haben wir Hirsch und Reh neben Murmeltier und Marder, Rentier fehlt. In der Höhle von Verezzi giebt es gar nichts Arкто-alpines. Das darf uns nicht überraschen. Lag doch die eiszeitliche Schneegrenze nahe der Küste in beinahe 1800 m Meereshöhe, also so hoch über den prähistorischen Wohnstätten, wie die heutige am Nordsaume der Alpen über dem Boden der grossen Alpentäler. In solcher Lage können wir nur eine Waldfauna erwarten, zu der sich nur zufällig Reste von Bewohnern der benachbarten Höhen gesellen.

Dass die Fauna von Baoussé-roussé die Existenz ausgedehnter Wälder voraussetzt, hat bereits Rivière (S. 265) hervorgehoben. Wir entnehmen der reichen Liste der von ihm nachgewiesenen Tierarten behufs Vergleich der andern Quartärfaunen die nachstehenden Arten laud-

1) Vergl. Verneau. Les fouilles du prince de Monaco aux Baoussé-roussé. L'Anthropologie XIII. 1902. S. 561.

2) Le oscillazioni lente del suolo. Genua 1883. Atti della R. Università di Genova V. S. 181. — Liguria geologica e preistorica. Genua 1892. I. S. 81.

bewohnender Sänger, von denen wir die bei Solutr nachgewiesenen durch *, die am Kesslerloch und am Schweizersbild bei Schaffhausen durch † hervorheben: *Erinaceus fossilis*, *Talpa europaea*, **Ursus spelaeus*, *U. ferox*, *†*U. arctos*, **Meles taxus*, *†*Canis lupus*, *†*C. vulpes*, *C. aureus*, *†*Gulo spelaeus*, *Mustela foina*, *M. marta*, *N. boccamela*, *M. vulgaris*, *Putorius antiquus*, *Lutra antiqua*, **Hyaena spelaea*, *H. fusca*, †*Felis spelaea*, *F. antiqua*, †*F. catus*, *†*Felis lynx*, *†*Arctomys primigenia*, *Mus arvalis*, *M. muscardinus*, *Arvicola terrestris*, †*A. arvalis*, †*A. amphibius*, †*Castor spelaeus*, *Lepus cuniculus*, **L. timidus*, *Elephas sp.*, †*Rhinoceros tichorhinus*, †*Equus caballus*, *E. asinus?*, *Sus scrofa*, *S. Poluci*, *†*Cervus alces*, *†*C. canadensis*, †*C. elaphus*, †*C. capreolus*, *C. corsicanus*, *C. dama*, †*Antilope rupicapra*, *Capra primigenia*, *†*Bos primigenius*. Man sieht, es sind nicht wenige übereinstimmende Arten; aber das Rentier, das bei Solutr und Schaffhausen eine so grosse Rolle spielt, ist nur ganz spärlich vertreten, — Verneau erwähnt einen Kiefer — und andererseits kommen bei Mentone verschiedene Arten vor, die am Schweizersbild erst in der Waldzeit vertreten sind.

Auch in den Höhlen Liguriens, die Issel Reste aus der älteren paläolithischen, seiner eolithischen Periode geliefert haben, begegnen wir nicht unserer typischen ersten arkto-alpinen Fauna; das Mammut fehlt ganz wie bei Mentone in der jüngeren, es fehlt ferner das Ren. Hirsch, Schaf und Ziege treten dafür auf; gross ist der Reichtum an Raubtieren; der Höhlenbär und ein naher, kleinerer Verwandter, *Ursus ligusticus* Issel, rücken aber wieder in den Vordergrund. Ohne die paläolithischen Artefakte würde man ihre Fauna schwerlich mit unserer ersten arktoalpinen parallelisieren. Sie hat eben unter anderem Klima, viel tiefer unter der Schneegrenze bestanden.

II. Kapitel.

Die padanischen Gletscher.

Von Albrecht Penck.

Nirgends im Umkreise der Alpen ist der Gegensatz zwischen Gebirge und Ebene ein so eindringlicher wie in Oberitalien. Jäh und unvermittelt stossen beide zusammen, hohe Gipfel streben dicht neben flachem und tiefgelegenen Lande an, das weithin von alpinem Flussgerolle überschüttet ist. Die Poebene und die angrenzenden Alpen erscheinen als etwas Zusammengehoriges; ein Abtragungsgebiet und ein Aufschuttungsfeld liegen dicht nebeneinander, und den Trümmern des ersteren ist versagt, über die Grenzen des letzteren hinaus zu wandern; das Meer bietet ihnen eine Schranke; alles Material, das während der Quartärperiode dem padanischen Alpenabfalle entnommen, liegt in der Poebene beisammen.

Ist die Aufschüttung der Poebene im wesentlichen auch durch fliessendes Wasser geschehen, so ist der Transport des Schuttes aus dem Innern des Gebirges bis an dessen Fuss grossenteils unter Mitwirkung des Eises erfolgt. Gletscher haben die Alpenthäler bis an den Rand der Poebene erfüllt. Erst an ihren Moränen beginnt die fluviatile Aufschüttung. In einigen Fällen, dort, wo sie klein gewesen, reicht diese bis in die Alpenthäler hinein, sonst nimmt sie an jenen grossartigen Moränen-Amphitheatern ihren Ursprung, die die eiszeitlichen Eisströme in die Poebene hineingebaut haben, und ist vom Orte ihrer Herkunft durch tiefe Alpenseen getrennt.

Die Moränenamphitheater entsprechen den grossen Eisfachern, die wir am Nordabfalle der Ostalpen dort kennen gelernt haben, wo die Ausbreitung des Eises nicht

wie in der Schweiz, durch vorgelagerte Erhebungen gehindert war. Aber sie stehen hinter ihnen an Flächenentfaltung so weit zurück, dass es schwer wird, sie in gleichem Massstabe anschaulich kartographisch zur Darstellung zu bringen. Dafür übertreffen sie sie bei weitem durch die Ansehnlichkeit ihrer Formen. Die Moränenwälle erlangen die relativen Höhen von Mittelgebirgen und heben sich wie solche am Horizonte ab. Die Verfolgung der alten Gletschergrenzen bietet daher in der Poebene keine Schwierigkeiten; man sieht sie von weitem in der Ebene und überblickt sie in ausgezeichneter Weise vom Gebirge; sie treten auf topographischen Karten auf das deutlichste hervor. Seit langem sind sie daher genauer bekannt, als die alten Gletscherränder auf der andern Seite des Gebirges. Anders dort, wo die Gletscher im Gebirge stecken blieben; die Moränen treten hier hinter den gewaltigen Berg- und Thalfornen zurück und sind gelegentlich nicht leicht von andersartigen Schuttbildungen zu unterscheiden; hier herrschen noch mehrfach Meinungsverschiedenheiten über die genaue Lage der Eisenden, und noch manche Lücke unserer Kenntnis klafft über deren Erstreckung.

Einheitlich, wie aus einem Gusse erscheint das grosse Aufschüttungsfeld der Poebene. Erst an seinen Rändern, dort, wo es an die Moränen anstösst, blättert es sich gleichsam auf und verrät seine zusammengesetzte Entstehung. Hier haben wir einzusetzen, wenn wir zum Verständnis der letzteren gelangen wollen. Dabei haben wir eine erkleckliche Anzahl einzelner Gletschergebiete ins Auge zu fassen; denn zahlreiche einzelne Täler ziehen sich von den Alpen zur Poebene herab. Wo wir es mit grösseren zu thun haben, da erfolgte die fächerförmige Ausbreitung des Eises so, wie wir es auf der Nordseite der Alpen bereits im Gebiete der österreichischen Traun kennen gelernt haben, schon im Gebirge und anstatt eines einzigen grossen Gletscherzunge erhalten wir deren mehrere, von denen eine jede ihre eigene Betrachtung erheischt. Wir haben daher nicht, wie im Norden der Alpen, einzelne grössere Gletscherindividualitäten nach einander ins Auge zu fassen, sondern werden der Reihe nach in geographischer Anordnung die Gletscher und Gletscherzungen bestimmter Gebiete würdigen. Wir beginnen im Westen mit denen der piemontesischen Alpen und schreiten ostwärts bis zu denen der julischen vor.

Geschichtliches.

Dank der ehemaligen politischen Verbindung zwischen Piemont und Savoiem und der nachbarlichen Lage beider Länder zur Schweiz hat die Glacialtheorie frühzeitig schon in Oberitalien Eingang gefunden. Vor allem Schweizer und Franzosen, welche zur Poebene herabstiegen, haben die Moränennatur der hier befindlichen Ablagerungen erkannt. B. Studer und Guyot, E. Collob und Charles Martins haben, wie G. de Mortillet näher anführt, schon in den vierziger Jahren des 19. Jahrhunderts die Spuren der padanischen Gletscher verfolgt, denen in Italien selbst anfänglich nur Villa beiläufig Aufmerksamkeit schenkte. Die systematische Erforschung derselben begann jedoch erst durch die gemeinsame Arbeit des Franzosen Ch. Martins und des Piemontesen B. Gastaldi über die Glacialspuren in der Nähe von Turin. (*Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Pô aux environs de Turin comparés à ceux du bassin helvétique*. Bull. Soc. géol. de France (2) VII. 1850. S. 554; auch einzeln Versailles 1850; Auszug der Autoren in den *Comptes rendus de l'Académie des Sc. Paris* XXX. 1850 I. S. 712). Diese musterhafte Untersuchung behandelt die Gletscher der Dora Riparia und Dora Baltea und entwickelt die Grundzüge für eine stratigraphische Gliederung der padanischen Quartärbildungen. Es wird gezeigt, dass sich unter den Moränen eine fossilfreie Schotterablagerung, das alpine Diluvium befindet, das während des Herannahens der Vergletscherung abgelagert wurde und jünger ist als die pliocänen Schotter kontinentalen Ursprungs. Es dauerte 10 Jahre, bis der von Martins und Gastaldi eingeschlagene Weg weiter betreten wurde; dann doch wurden mit einem

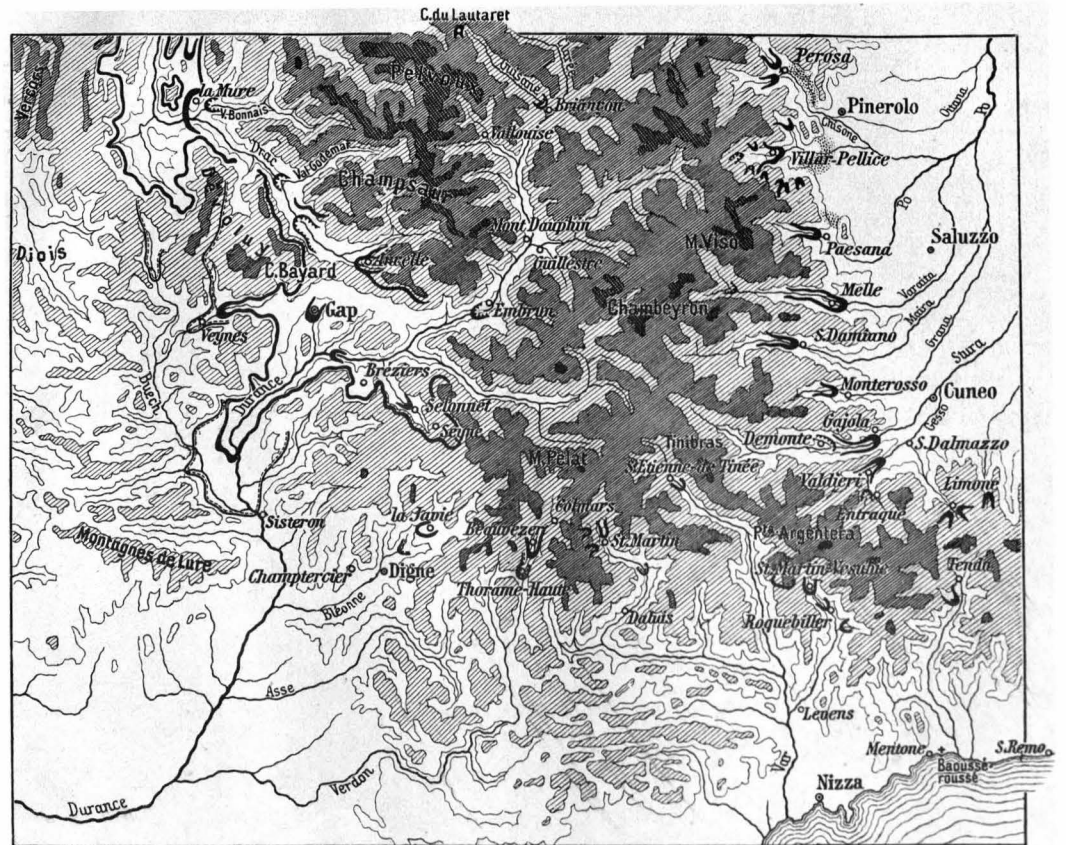
Male durch Omboni, G de Mortillet, Paglia und Pirona die Moränengebiete der westlichen Lombardei, des Iseoses, des Gardasees und des Tagliamento bekannt, und der Savoiarde G. de Mortillet konnte auf Grund einer reichen Litteratur und eigener Beobachtungen eine erste zusammenfassende Darstellung der padanischen Vergletscherung liefern, sowie deren Grenzen auf einer Übersichtskarte im Massstabe 1:1 000 000 verzeichnen. (*Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes*. Atti Soc. ital. Sc. nat. III. 1861. S. 44). Gleich Ch. Martins und Gastaldi schied de Mortillet scharf zwischen Moränen und Schottern; während aber die ersteren die Schotterablagerung als eine Begleiterscheinung der herannahenden Vergletscherung ansahen, erachtete sie de Mortillet mehr als einen der letzteren vorangehenden selbständigen Vorgang, durch welchen die bei der Erhebung des Gebirges aufgerissenen Spalten eingebnet werden sollten. (Vergl. auch *Terrains du versant italien des Alpes comparés à ceux du versant français*. Bull. Soc. géol. (2) XIX. 1862. S. 849 sowie *L'époque quaternaire dans la vallée du Pô*. Ebenda (2) XXII. 1865. S. 138.) Die der Schotterablagerung folgende Vergletscherung legte dann in ihrem Gebiete die Schotter wieder aus und legte die tektonischen Becken bloss. So sollten durch Wiederausgraben die Wannsen der Alpenseen entstanden sein. Weiter ging sodann als Ramsay die Lehre vom glacialen Ursprung der Alpenseen aufgestellt hatte, Gastaldi. Die Beschränkung der italienischen Alpenseen auf das Gebiet der alten Gletscher nachdrücklich betonend, führte er ihre Entstehung auf glaciäre Erosion zurück (*Sulla escavazione dei bacini lacustri compresi negli anfiteatri morenici*. Atti Soc. ital. Sc. nat. V 1863 S. 240), worauf er wiederholt zurückkam (*Nuove osservazioni sulla origine dei bacini lacustri*. Atti R. Acc. delle Sc. Torino I. 1866. On the effects of Glaciers' erosion in Alpine Valleys. Quart. Journ. geol. Soc. London XXIX. 1873. S. 396). Ausserdem danken wir ihm eine dem wirklichen sehr nahe kommende Schätzung der glacialen Firngrenze im Gebiete der Dora Baltea (*Appunti sulla geologia del Piemonte*. Torino 1853. S. 14) und den glücklichen Ausdruck Moränen-Amphitheater. Ausserordentlich bedeutend erscheint uns daher sein Eingreifen in die Glacialgeologie in Oberitalien; er hat sie in fast alle den Richtungen gefördert, in denen sie heute gepflegt wird; nur gegenüber der Lehre von der Wiederholung der Vergletscherung verhielt er sich ablehnend (*Appunti sulla memoria del Sig. Geikie: On changes of climate during the glacial epoch*. Atti R. Acc. Sc. Torino VIII. 1872/73. S. 419).

Eine anderweitige Entwicklung knüpfte sich an den Lombarden Stoppani. Funde von pliocänen Conchylien im Moränengebiete von Como verleiteten ihn zu der Annahme, dass die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen gleichzeitig mit dem pliocänen Meeresgolfe gewesen sei, der sich über die Poebene erstreckte, und dass sich ihre Ausläufer in jenen Golf hinein geschoben hätten. (*Il mare glaciale ai piedi delle Alpi*. Ricordo del congresso di Roma. Rivista Italiana 1874 *Sui rapporti del terreno glaciale col pliocenico nei dintorni di Como*. Att. Soc. ital. Sc. nat. XVIII. 1875. S. 172). Pflichtete zwar Desor (*Die Beziehungen der Eiszeit in den Alpen zur pliocänen Formation von Oberitalien*. Verhgn. d. schweiz. naturf. Gesellsch. Chur 1874. S. 105. *Le paysage morainique*. Paris u. Neuchâtel 1875 Kap. II) und Charles Martins (*Recherches récentes sur les glaciers actuels et la période glaciaire*. Revue des deux mondes XLV. 1875) und in gewissem Umfange auch Renevier (*Relations du Pliocène et du Glaciaire aux environs de Côme*. Bull. Soc. géol. 3 a. IV. 1876 S. 187) Stoppani bei, so fand dieser doch sowohl bei seinen Landsleuten als auch bei Schweizer Geologen Widerspruch. Gastaldi machte neuerlich darauf aufmerksam, dass ein deutlich ausgesprochener Altersunterschied das subalpine Pliocän von der Eiszeit rennt (*Sur les glaciers pliocéniques de M. E. Desor*. Atti R. Accademia delle Scienze di Torino X. 1875); Sordelli in zwei äusserst eingehenden und gewissenhaften Arbeiten (*La fauna marina di Cassina Rizzardi*. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XVIII 1875 S. 308; *Nuove osservazioni sulla fauna fossile di Cassina Rizzardi*, ebenda S. 437), Rütimeyer (*Über Pliocän und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen*. Rektoratsrede Basel 1875), Omboni (*Il mare glaciale e il pliocene ai piedi delle Alpi lombarde*. Ebenda XIX. 1876. S. 372); Alph. Favre (*Note sur les terrains glaciaires et postglaciaires du revers méridional des Alpes dans le canton Tessin et en Lombardie*. Archiv. Sc. phys. et nat. Genève 1876) und Charles Mayer (*La vérité sur la mer glaciale au pied des Alpes*. Bull. Soc. géol. de France. (3) IV. 1876. S. 199) bestritten die Leweiskraft der von Stoppani gemachten Beobachtungen. Stoppani glaubte an zwei Örtlichkeiten in der Umgebung von Cassina Rizzardi, 7 km südsüdwestlich von Como, und bei Balerna, ebensoweit nordnordwestlich von Como bereits auf Schweizer Boden, ein inniges Ineinandergreifen zwischen Pliocän-

schichten und Moränen wahrzunehmen. Es wurde durch Sordelli, Omboni und Favre gezeigt, dass nur bei Cassina Rizzardi Pliocänfossilien lediglich in einem Glacialschotter unter Umständen vorkommen, die ihre Verschwemmung sicher machen (vergl. dagegen Mercalli, Osservazioni geologiche sul terreno glaciale dei dintorni di Como. Atti Soc. ital. Sc. nat. XIX. 1876. S. 278); ferner legten die Genannten ebenso wie Rütimeyer klar, dass bei Balerna keine gekritzten Geschiebe im Pliocän liegen, sondern lediglich in einer ähnlich aussehenden Bänderthonablagerung, und dass das benachbarte Pliocän frei von erratischen Beimengungen ist. Endlich zeigte Sordelli, dass die Flora der subalpinen Pliocänsschichten gänzlich abweicht von derjenigen, welche die padanischen Glacialablagerungen begleitet. (Le Filitti della Folla d'Induno presso Varese e di Pontegrana tra Chiasso e Balerna nel canton Ticino. Atti Soc. ital. Sc. nat. XXI. 1878. S. 877.) Gleichwohl blieb Stoppani bei der Vorstellung, dass die eiszeitlichen Gletscher der Südseite der Alpen in das Pliocänmeer in ebensolcher Weise gemündet hätten, wie die heutigen Gletscher Nordgrönlands in das Eismeer, und verfocht diese Annahme in der von ihm gemeinsam mit Negri und Mercalli herausgegebenen Geologia d'Italia (im Sammelwerke L'Italia sotto l'aspetto fisico storico etc. Mailand 1880) Den zweiten Band dieser Geologie widmete er unter dem Titel l'Era neozoica ganz den eiszeitlichen Phänomenen und mehrere Kapitel darin der marinen Entstehung der Moränenamphitheater. (Auch einzeln erschienen als Carattere marini dei grandi anfiteatri morenici dell' Alta Italia). Stoppani's Era neozoica enthält zahlreiche schätzenswerte Beobachtungen und manch glückliche Deutung inneralpiner Moränenbildungen; es bietet ferner eine grosse, wenn auch nicht ins Einzelne gehende Karte der padanischen Gletscher im Massstabe von ungefähr 1:450 000; aber in seiner vorgefassten Meinung übersah Stoppani nicht bloss wichtige Züge in der Anordnung der Amphitheater, vor allem das Verhältnis der Moränen und Schotter, sondern auch manche ältere Beobachtung, und nach seinem Tode ist nicht mehr von einem pliocänen Eismeeer am Südfusse der Alpen die Rede.

Die Grenzen zwischen Pliocän und Eiszeitalter sind seither vielmehr immer im Sinne von Gastaldi gezogen worden. Dieser hat gezeigt, dass auf dem marinen Pliocän der Subappenninenregion zunächst noch kontinentales Pliocän folgt, das von Pareto Vil'afanchiano genannt worden ist. (Note sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional Bull. Soc. géol. (2) XXII. 1865. S 210); dann erst folgt die als Diluvium bezeichnete Schotterbildung, die von den Moränen überlagert wird. Bereits bei ihrem Vergleiche zwischen den Oberflächengebilden Piemonts mit denen der Schweiz haben Martins und Gastaldi dieses kontinentale Pliocän oder „Anschwemmung mit Pachydermenknochen“ mit den Schieferkohlen der Schweiz parallelisiert; systematisch hat sodann Sacco des Villafranchiano im Bereiche der padanischen Gletscher gesucht. Er beschäftigte sich mit der Frage 1886 in einer eigenen Untersuchung Il villafranchiano al piede delle Alpi. Boll. R. comitato geologico 1886 und verfolgte sie in einer Reihe von Monographien der padanischen Gletscher, deren Gesamtergebnis er in einer Monographie Poebene zusammengefasst hat (La valle padana. Annal. R. Accad. d' Agricoltura Torino XLIII 1900). In diesen Arbeiten hält Sacco streng an der von Gastaldi aufgestellten Gliederung der Quartärgebilde fest; er unterscheidet Diluvium und Morenico als Abteilungen des Sahariano und sondert davon jüngere Schotter, entsprechend den rezenten Alluvionen de Mortillets als Terraziano. In den erwähnten Einzelmonographien der padanischen Gletscher bringt er diese drei Schichtglieder, von denen er das Terraziano wiederholt in zwei Stufen auflöst, samt dem Villafranchiano und dem marinen Pliocän in einer Serie geologischer Karten der einzelnen Moränengebiete 1:100 000 zur Darstellung; ferner registriert er die ungemein reiche einschlägige Litteratur, wodurch er späteren Untersuchungen schätzenswert vorarbeitet. Gegenüber der Annahme verschiedener Eiszeiten hält Sacco im Sinne von Martins und Galstaldi daran fest, dass die auf der Nordseite der Alpen nachgewiesenen interglacialen Bildungen dem Villafranchiano angehören. Er übersieht dabei nicht die grosse Verschiedenheit der zugehörigen Faunen und Floren; aber er legt in der Meinung, dass die klimatischen Verhältnisse der Alpen zur Zeit des Villafranchiano wesentlich andere, als die des Appenin gewesen seien, darauf kein Gewicht. Damit giebt er die Möglichkeit eines Nachweises des Villafranchiano am Fusse der Alpen auf paläontologischen Wege auf und führt denselben im wesentlichen unter Würdigung petrographischer Verhältnisse.

Die Erkenntnis, dass in Oberitalien ganz ebenso wie auf der Nordseite der Alpen die Ablagerungen mehrerer Eiszeiten vorliegen, wurde von Sordelli durch den Nachweis interglacialer



800 - 1200m // 1200 - 2000m // // // Massenerhebungen von 2000 - 3000m // // // Massenerhebungen über 3000m
 // // // Moränenähnlicher Ferret // // // Grenzen der Riss-Vergletscherung // // // Grenzen der Würm-Vergletscherung // // // Wärm-Endmoränen
 // // // Bühl-Endmoränen // // // Schütz-Endmoränen // // // Danub-Moränen u. Kalktuff am Col de Lautaret. 0 10 20 30 40 50 Km

Karte der provençalischen und oberpiemontesischen Gletscher.

Maßstab 1 : 140000.

Floren in Oberitalien angebahnt. (Vergl. *Atti Soc. ital. Sc. nat.* XVIII 1875 S. 333). Sodann lehrte Taramelli im Ferretto der Lombardei eine gänzlich verwitterte Geröllbildung kennen, welche älter ist als die Moränen der Amphitheater, und welche dabei durch ihre Beschaffenheit auf glacialen Transport hinweist. Hatte Taramelli anfänglich den Ferretto im Sinne der Anschauungen von Stoppani für eine marinoglaciale Bildung angesehen (*Alcune osservazioni sul Ferretto della Brianza. Atti Soc. ital. Sc. nat.* XIX 1876 S. 334), so kam er doch bald zur Erkenntnis, dass die kontinentale Bildung einer Eiszeit vorliegt, die der der Amphitheater vorausgegangen ist. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. *Materiali per la carta geologica della Svizzera XVIII. Il canton Ticino meridionale.* Bern 1880). Sodann gelang es uns bei Ausdehnung unserer Untersuchungen auf der Südseite der Alpen zu zeigen, dass sich hier die Moränen und Schotter ganz ähnlich gliedern wie auf der Nordseite und dass auch die Moränen der Amphitheater nicht einheitliche sind (Übersicht der Hauptergebnisse der Preisaufgabe: *Die Vergletscherung der Ostalpen. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins* 1890), und 1894 konnten wir gelegentlich der Glacialexkursion im Anschlusse an den VI. Internationalen Geologenkongress dies für die Moränengebiete des Langensees, von Ivrea und des Gardasees zeigen (*Système glaciaire*). Inzwischen hatte Baltzer den bereits von J. Geikie (*Prehistoric Europe.* London 1881, S. 204) gegebenen Beweis für das Auftreten interglacialer Schichten im Bereiche der Südabdachung der Alpen wesentlich vervollständigt (Beiträge zur Interglacialzeit auf der Südseite der Alpen. *Mitt. naturf. Ges.* Bern 1891), und die geologische Anstalt Italiens (R. Comitato geologico dell' Italia) hatte die Erforschung der Poebene begonnen. Stella hat 1895 über die erzielten Ergebnisse berichtet (*Sui terreni quaternari della Valle del Po in rapporto alla Carta geologica d'Italia. Boll. Com. geolog. d'Italia* XXVI 1895, S. 108). Er zerlegt das „Diluvium“ in drei Abteilungen, in ein unteres, mittleres und oberes; das untere und obere hält er für fluvioglacialen Ursprungs, das mittlere hingegen für interglacial. In dieser Gliederung kommt die Annahme wenigstens zweier Vergletscherungen zum Ausdruck, deren letzte die Moränen der Amphitheater hinterliess, während die erste durch die moränenähnlichen Partien des Ferretto repräsentiert wird. Weicht Stellas Deutung der einzelnen Schichtglieder zwar von der von uns gegebenen ab, so entspricht deren Dreiteilung durchaus der von uns 1894 angenommenen Dreiteilung der padanischen Glazialbildungen. Taramelli hat in seinem jüngst erschienenen Werke (*I tre laghi, Mailand* 1903) diese Dreiteilung der padanischen Schotterablagerungen für das insubrische Gebiet angenommen, sich aber nicht der genetischen Anschauung Stellas angeschlossen, und auf seiner *Carta geologica della regione dei tre laghi* 1:150000 auch Beziehungen des mittleren Diluvium zum Glazialen zum Ausdruck gebracht. (*Diluvium medio, a volta glaciale*). Er hat ferner die Möglichkeit anerkannt, in den Moränenamphitheatern zwischen Moränen verschiedenen Alters zu unterscheiden (S. 47). Durch diese Arbeit Taramellis sind die Differenzpunkte, welche nach der Arbeit Stellas zwischen den massgebenden Anschauungen der italienischen Geologen und den unseren über die Gliederung des padanischen Quartärs noch bestanden, so gut wie gänzlich dahin geschwunden.

Angesichts der im Zuge befindlichen geologischen Einzelaufnahme des westlichen Oberitaliens dürfen wir uns versagen, diese Gebiete in gleicher Ausführlichkeit wie die bisher betrachteten zu würdigen, indem wir zugleich auf die eingehenden und sachlichen Referate der einschlägigen Litteratur verweisen, welche das *Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia* seit 1886 bringt.

I. Die Gletscher der piemontesischen Alpen.

Übersicht und Geschichtliches. Seealpen und ligurische Alpen. — Cottische Alpen. Die Thal-gletscher. Gehängegletscher und Schneegrenze. — Terrassen und Ferretto. — Gletscher der Dora Riparia. Jungmoränen. Altmoränen. Schotterkegel von Turin. Löss von Rivoli. — Graische Alpen. Moränen. Schotterkegel der Stura di Lanzo. — Der Gletscher der Dora Baltea. Jungmoränen. Zungenbecken. Altmoränen und ihre Schotter. Übergangkegel der Jungmoränen. Ferretto. Pliocän. — Gegend von Biella. — Valsesia. Moränen. Pliocän. Terrassen.

Geringe Gletschergrösse in den piemontesischen Alpen. Schneegrenze. Gliederung des piemontesischen Quartärs. Die Ebenen von Unter- und Ober-Piemont. Anzapfung des Tanaro. Lücke zwischen padanischem Pliocän und Quartär.

Übersicht und Geschichtliches.

In grossem Bogen umzieht der Alpenabfall den obersten Teil der Poebene, die Ebenen von Piemont. Im Süden werden sie von den ligurischen Alpen und den Seealpen, im Westen von den cottischen und graischen Alpen, im Norden von den Ausläufern der penninischen umgeben. Die höchsten Gipfel der Alpen befinden sich in dieser Umrandung und sind zum guten Teile unmittelbar von der Ebene selbst, oder vom Hügellande von Turin, das sich aus ihr erhebt, zu sehen. Das Alpenpanorama von Turin ist das herrlichste im ganzen Umkreise des Gebirges. Zahlreiche Thäler führen meist ziemlich direkt zur Ebene herab; nur die der beiden Dora verästeln sich stärker im Innern des Gebirges und entwässern Teile von dessen mittleren Zonen zum Po. Diese beiden Thäler bargen die einzigen Gletscher der piemontesischen Alpen, die sich in die Ebene erstreckten; in den andern blieb das Eis auf das Gebirge beschränkt. Wir haben es daher mit einer ansehnlichen Zahl von isolierten Gletschern zu thun.

Um deren Erforschung wie um die der piemontesischen Alpen überhaupt hat sich Gastaldi die grössten Verdienste erworben. Eine handschriftliche *Carta geologica delle Alpi Piemontesi secondo gli studi di Bartolomeo Gastaldi* im geologischen Museum zu Turin enthält die Grenzen aller wichtigeren eiszeitlichen Gletscher. Seither hat Sacco eine Monographie der Quartärbildungen Piemonts veröffentlicht (*Il Bacino quaternario del Piemonte*. Boll. R. Com. geol. d'Italia XXI, 1890), die er mit einer geologischen Karte 1:500000 begleitete und mit seinen Studien über das dortige Tertiär zu einem stattlichen Bande vereinigte (*Il Bacino terziario e quaternario del Piemonte 1889/90*). Wir zitieren sie als *Bac. quat.* Die reiche Einzellitteratur ist bis 1893 durch Parona, Sacco und Vigilio nach den Autoren zusammengestellt (*Bibliografia geologica del Piemonte*. Boll. Soc. geol. ital. XII, 1893, S. 825). Neuere Beobachtungen sind gelegentlich der staatlichen geologischen Aufnahme der piemontesischen Alpen namentlich durch Novarese und Stella gewonnen worden. Ich selbst habe 1894 und 1895 das Moränengebiet von Ivrea, 1904 das Sesiathal, die Umgebung von Biella und, gefördert durch mannigfache Ratschläge meiner Kollegen Parona und Sacco, die von Turin, sowie an der subappenninischen Seite die von Fossano und Villafranca besucht.

Seealpen und ligurische Alpen.

Nur dürftig sind wir über die Vergletscherung der italienischen Seealpen und der im Osten des Colle di Tenda sich an sie anschliessenden ligurischen Alpen unterrichtet. Sacco (*Bac. quart.*), Issel¹⁾ und Mader²⁾ geben uns Anhaltspunkte für ihre Grenzen, die wir um so willkommener heissen müssen, als die Berichte über die geologische Spezialaufnahme des Gebirges durch Zaccagna³⁾ und Franchi⁴⁾ auf die Glacialbildungen nicht eingehen. Viglino hat einiges über deren Spuren berichtet⁵⁾ und eine Monographie derselben bereits 1898 in Aussicht gestellt. Briefliche Mitteilungen meines Freundes J. Partsch, welcher bei einer Reise in den Seealpen den Moränen besondere Aufmerksamkeit schenkte, ermöglichen mir die Grenzen der eiszeitlichen Vergletscherung im äussersten Süden der Alpen in sichererer Weise zu skizzieren, als es auf Grund der vorliegenden Litteratur möglich wäre.

1) Liguria geologica e preistorica. Genua 1892. I, S. 152.

2) Die höchsten Teile der Seealpen und ligurischen Alpen. Leipzig 1897, S. 208—211.

3) Sulla costituzione geologica delle Alpi marittime. Boll. R. Com. geol. d'Italia. XV. 1884. S. 167. Sulla geologia delle Alpi occidentali. Ebenda XVIII. 1887, S. 346 (395).

4) Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi marittime 1891—1893. Ebenda XXV. 1894. S. 231.

5) Escursioni e studi preliminari sulle Alpi marittime. Bull. Club. alp. ital. XXX. 1897, S. 219. — Introduzione allo studio sui ghiacciai delle Alpi marittime. Ebenda XXXI. 1898. S. 105.

Von allen Thälern der Seealpen, welche zur Poebene herabsteigen, hat das bedeutendste auch den grössten Gletscher geborgen (vergl. Karte S. 721). Im Sturathale hat das Eis bis nahe an die Poebene gereicht; es endete wenige Kilometer oberhalb des Thalausganges in etwa 700 m Höhe zwischen Majola und Gajola; an die hier befindlichen Endmoränen schliesst sich eine breite Schotterterrasse an, die im Verein mit der aus dem Gessothale kommenden die Spitze des grossen Schotterkegels von Cuneo bildet. Auch im Gessothale erstreckte sich ein Gletscher bis ziemlich nahe an den Fuss des Gebirges; er endete unterhalb Andonno bei San Lorenzo gleichfalls in 700 m Höhe. Hätten beide Gletscher 6 km weiter gereicht, so hätten sie sich bei Borgo San Dalmazzo getroffen und die Poebene berührt. Möglicherweise ist dies während einer früheren Vergletscherung geschehen. De Mortillet berichtet, dass sich zwischen Casale und Borgo San Dalmazzo Moräne auf einer höheren Terrasse befindet. In dem an der Grenze der ligurischen Alpen vom Colle di Tenda herabkommenden Vermenagnathale sind bisher nur dürftige Gletscherspuren bekannt geworden. Sacco nahm undeutliche bei Vernante in rund 800 m Höhe, sichere aber erst bei Limone (1003 m) wahr, wo auch Partsch solche bemerkte, und von wo Mader Moränenterrassen berichtet. Nach einem Kärtchen von Baldacci und Franchi¹⁾ zu urteilen, haben wir bei Limone die Endmoränen eines Gletschers vom Thale S. Giovanni vor uns, während die des Hauptthalgletschers erst 2 km weiter oberhalb bei Divorzio gelegen sind. Das Kärtchen zeigt auch bei S. Pancrazio unterhalb des Einganges des Strassentunnels in 1250 m Höhe Moränen eines vom Beccogrosso (2207 m) gekommenen Gletschers, der eine Schneegrenze von 1700 m Höhe verlangt. Aus dem parallel mit der Vermegnaga verlaufenden Pesiothale kennt Sacco nur undeutliche Glacialbildungen; Partsch traf eine typische Endmoräne oberhalb der Certosa di Pesio bei Madonna d'Ardua (998 m). Kleine Hochseen verraten, dass auch die benachbarten Thäler des Ellero und der Corsaglia Gletscher besessen haben; aber es ist nicht bekannt, wie weit diese reichten. Von den Spuren eines recht ansehnlichen Gletschers im Thale des Tanaro berichten übereinstimmend Sacco und Issel. Jener hat unterhalb Garessio (583 m) bei Garbarini erratische Blöcke, dieser unfern davon bei Piangranone eine wahre Moräne angetroffen, über die er zuerst 1887 berichtete²⁾. Hiernach müsste man auf einen Thalgletscher von 37 km Länge schliessen, während die aus höherem Gebirge kommenden Gletscher des Pesio nur 8 km und der der Vermenagna 7,5 km und, falls bei Vernante schon Moränen vorliegen sollten, nur 15 km Länge hatten und weit höher endeten. Hierin liegt ein Widerspruch, der noch der Aufklärung harret; der Pesio- und die Vermegnagnagletscher verlangen in den sicheren Grenzen ihrer Ausdehnung für die ligurischen Alpen eine Schneegrenze von 1700—1800 m Höhe, der des Tanaro eine ganz erheblich tiefere von etwa 1300 bis 1400 m, welche ganz aus den Grenzen der Werte für benachbarte Alpenthäler fällt wir sehen daher von ihm ab.

Eine weitere Erforschung der Moränen des Stura- und Gessothales verspricht Aufschlüsse über einzelne Rückungsstadien. Im Sturathale liegt bei Demonte eine grosse Endmoräne in rund 800 m, auf welche mich Partsch aufmerksam macht, und die von Zaccagna auf einem geologischen Kärtchen teilweise dargestellt wird (Alcune osservazioni. Boll. R. Com. geol. d'Italia XXXIV

1) Studio geologico della galleria del Colle di Tenda. Boll. R. Com. d'Italia XXXI. 1900, S. 33.

2) Il terremoto dal 1887 in Liguria. Suppl. Boll. R. Com. geol. d'Italia 1887, S. 30.

1903. S. 297 Tafel V), im Gessothale eine solche bei Entraque (900 m), die Mader erwähnt, und auf welche Viglino und auch Taramelli (Di un tema di studio pel nostri alpinisti. Rendic. R. Ist. lomb. di sc. e lett. XXXVII. 1904) hinwiesen. Sie dürfte der von Demonte entsprechen. Weiter berichtet Mader von sieben Endmoränen oberhalb Entraque (S. 189), sowie davon, dass die kleinen Hochseen, der Lago della Rovina (1560 m) und der Lago Brocan (2015 m) von Moränen abgedämmt seien. Das würde auf Gletscherstände bei Schneegrenzhöhen von weniger als 2500 m und von über 2700 m, also 600 und 300 m unter der heutigen weisen. Haben wir hier das γ - und δ -Stadium, bei Entraque β vor uns? Gross ist der Reichtum der Seealpen an Hochseen. Mader schätzt deren Zahl auf mindestens 250; weitaus die meisten liegen zwischen 2000 und 2500 m Höhe. Gewöhnlich sind sie, wie Mader angiebt, Felsbecken, gelegen in Rundhöckerlandschaften. Viglino suchte 1898 einen von ihnen durch die Annahme von subglacialen Wasserfällen des Gletscherbaches zu erklären.

Cottische Alpen. Die Thalglletscher.

Bereits G. de Mortillet konnte auf Grund der ihm von Gastaldi gemachten Angaben zeigen, dass kein eiszeitlicher Gletscher der cottischen Alpen die Poebene erreicht hat. Die neueren Angaben von Sacco sowie der italienischen Staatsgeologen, welche dies Gebirge erforscht haben, nämlich V. Novarese¹⁾ und A. Stella²⁾, stehen hiermit durchaus im Einklang. Im südlichsten Thale, dem kurzen der Grana, stiess Sacco erst bei Levata (761 m) unter S. Pietro auf Moränen, im viel längeren Thale der Maira erst bei S. Damiano (734 m). Die äussersten Moränen des alten Varaitagletschers liegen nach Stella bei Melle (650 m), wo ihnen der Schuttkegel dieses Dorfes entspricht; Sacco giebt auch Glacialspuren etwas weiter unterhalb bei Brossasco (610 m) an. Im Thale des Po fand Sacco, nachdem er schon weiter unterhalb zweifelhaften Spuren begegnet war, typisch Glaciales bei Paesana (587 m) hier liegt auch nach de Mortillet das alte Gletscherende. Nach Stella hingegen verlieren sich die Moränen schon weiter oberhalb in der Schlucht zwischen Paesana und Ostana. Durch die eingehenden Untersuchungen von Novarese ward ferner das Ende des Pellicegletschers unterhalb Villar-Pellice (662 m) festgelegt. Im Thale des Chisone endlich reichte nach G. de Mortillet und Sacco das Eis bis Perosa (701 m), wo nach letzterem ein grossartiger Moränenwall auftritt. Novarese fand hier jedoch nur ferretisiertes Geröll³⁾ und traf weiter abwärts eine reiche Terrassenentwicklung von älterem und mittlerem Diluvium. Er konnte sich ferner nicht vergewissern, dass das hier dem Chisone tributär werdende Thal des Germanasca bis zu seiner Mündung mit einem zusammenhängenden Gletscher erfüllt war; er verfolgte Gletscherspuren nur bis Perrero (über 800 m), war aber nicht sicher, ob sie von einem einheitlichen Thalglletscher oder nur von dem aus dem Thale von Maselle gekommenen Eise herrührten. Wir nehmen das Ende des Chisonegletschers dementsprechend oberhalb Perosa an.

Die nicht unerhebliche Unsicherheit unserer Kenntnis von der Lage der eiszeitlichen Gletscherenden in den Thälern der cottischen Alpen hängt vielleicht damit zusammen, dass die Würm-Ver-gletscherung nur einen kurzen, maximalen Vorstoss machte, um dann längere Zeit thalauwärts zu enden. So ist es, wie Novarese genauer festgestellt, im Thale der Varaita. Nur einzelne Blöcke

1) Sul rilevamento geologico in valle della Germanasca. Boll. R. Comitato geologico. XXVI. 1895. S. 253. Il quaternario della valle del Pellice. Ebenda 1896 No. 4.

2) Sul rilevamento geologico in valle Varaita. Ebenda XXVI. 1895 No. 3, S. 283. Sul rilevamento geologico in valle Po. Ebenda XXVI. 1896.

3) Vergl. Franchi e Novarese, Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pine-rolo. Boll. R. Comitato geologico XXVI. 1895 S. 385 (416).

zeigen das Zungenende unterhalb Villar-Pellice an; mächtige Moränen folgen erst weiter oberhalb zwischen Ferrera und Villanova.

Selbst wenn wir für die Gletscher des Po und des Chisone die älteren Angaben für das Gletscherende zu Grunde legen, erhalten wir im Durchschnitte äusserst geringe Gletscherlängen. Wir stellen sie hier mit denen der Seealpen-Gletscher, die wir bereits kennen gelernt haben, und der Gletscher der Graiischen Alpen zusammen.

| | Gletscherlänge | Thallänge | Meereshöhe d. Ortes am Gletscherende | Höchster Punkt im Thalgebiete |
|----------------------|--|------------------------|---|----------------------------------|
| Tanaro ¹⁾ | 18 km bis unterhalb Ponte di Nava | 57 km bis Ceva | 800 m | Cima Marguareis 2649 m |
| Pesio | 8 km bis Ardua | 18 km bis Chiusa | 998 m | Cima Marguareis 2649 m |
| Vermegnaga | 7.5 km bis oberh. Limone (15 km bis Vernante) | 26 km bis Dalmazzo | 1050 m (783 m) | Rocca dell' Abisso 2755 m |
| Gesso | 27 km bis S. Lorenzo | 32 km bis Dalmazzo | 725 m | Argentera 3297 m |
| Stura di Cuneo | 53 km bis Gajola | 59 km bis Dalmazzo | 684 m | M. Tinibras 3032 m |
| Grana | 16 km bis Levata | 24 km bis Carglio | 761 m | M. Tibert 2647 m |
| Maira | 37 km bis S. Damiano | 46 km bis Dronero | 734 m | Chambeyron 3368 m |
| Varaita | 38 km bis Melle (42 km bis Brossasco) | 42 km bis Castigliole | 650 m (610 m) | M. Viso 3841 m |
| Po | 18 km bis Paesano (15 km bis Calcinere) | 28 km bis Revello | 587 m (767 m) | Monviso 3841 m |
| Pellice | 20 km bis Villar-Pel- lice | 30 km bis Bibiana | 662 m | Mte. Granero 3170 m |
| Chisone | 37 km bis oberh. Perosa | 54 km bis Pinerolo | ca. 750 m | Punta Rognosa 3279 m |
| Dora Riparia | 89 km bis Pianezza | 82 km bis Rosta | 325 m | Rocciamelone 3538 m |
| Stura di Lanzo | 35 km bis S. Ignazio | 41 km bis Balangero | 500 m | Uja di Ciamarella 3676 m |
| Orco | 50 km bis Cuorné | 50 km bis Cuorné | 393 m | Gran Paradiso 4061 m |
| Dora Baltea | 133 km bis Mazze | 110 km bis Borgofranco | 323 m | Mont Blanc 4807 m |
| Cervo | 8 km bis Gliondini | 21 km bis Biella | ca. 850 m | Cima di Bò 2556 m |
| Sesia | 49 km bis Vico | 67 km bis Romagno | 405 m | Monte-Rosa-Stock 4559 m |

Gehängegletscher und Schneegrenze.

Insbesondere fallen die Gletscher des Monvisostockes durch ihre sehr geringe Länge auf. Allerdings bildet der Monviso hier eine ganz isolierte Aufragung, die ihre Umgebung um beinahe 800 m überragt; aber immerhin ist bemerkenswert, dass aus einem Gebirge von über 3000 m mittlerer Gipfelhöhe nur Gletscher von höchstens 20 km Länge, wie wir sie im Po- und Pellicethale antreffen, hervorgegangen und nicht tiefer als auf rund 600 m Höhe herabgestiegen sind. Mit dieser geringen Grösse der Hauptthalgletscher steht die Entfaltung der Seitengletscher in einem auffälligen Gegensatz. Novarese hat gezeigt, dass der Kamm, welcher das Po- und Pellicethal scheidet, bis an den Rand der Poebene vergletschert gewesen ist. Nicht nur lehnte sich an die Nordflanke des Frioland (2720 m) ein Gletscher, der im Thale

1) Wir folgen hier den Angaben von Gaetano Rovereto, dessen seit Drucklegung des vorigen Bogens erschienenen Werk: *Geomorphologia delle Valli Ligure* (Atti R. Università Genova XVIII. 1904. S. 58) unsere S. 751 geäusserten Zweifel bestätigt. Nach ihm kommen im Tanarothale unterhalb 800 m Meereshöhe keine Gletscherspuren vor, in den Seitenthälern hören sie in 1400—1500 m Höhe auf. Die als Moränen gedeuteten Ablagerungen von Priola sind nach ihm Alluvialgebilde.

der Liussa bis unter 1362 m Höhe herabreichte, sondern auch weiter östlich lagen am Nordabfalle des in der Punta d'Ostanetta (2375 m) endenden, bis höchstens 2429 m ansteigenden Kammes zwei recht ausgedehnte Glescher, deren grossartige Endmoränen sich im Thale von Luserna nahezu bis Prato del Torno (900 m) erstrecken. Endlich ist vom letzten Ausläufer jenes Kammes ein Gletscher bis zur Alpe von Creus (1375 m) herabgestiegen. Diese Seitengletscher geben ein vorzügliches Mittel zur Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze. Die beiden östlichsten setzen eine solche von nicht viel über 1700 m Höhe voraus, die beiden westlicheren von 1800—1900 m. Wir erkennen also auch hier ein Ansteigen der Schneegrenze gegen das Innere des Gebirges. In allen besprochenen Fällen handelt es sich um ausgesprochene Nordexposition. Aber auch bei Südexposition ist es an Kämmen mit ähnlicher Höhe zur Entwicklung von Gletschern gekommen, so am Kamme zwischen Pellice und Chisone, der in seinem östlichen Teile nur einmal in der Punta Alancia (2855 m) und ihren nächsten Nachbarn das allgemeine Gipfelniveau von 2300 bis 2400 m Höhe überschreitet. Er hat nicht nur im Thale des Faetto nordwärts, wie Stella erwähnt, einen stattlichen Gletscher entsandt, sondern auch, wie Novarese darthut, im Thale der Angrogna einen solchen nach Süden. Seine Moränen reichen bis Ponte Balfé (801 m) herab; die zugehörige Schneegrenze kann nicht viel höher als zu 1900 m angesetzt werden.

Die klimatische Schneegrenze ergibt sich hiernach als Mittel der Werte für die Nord- und Südexposition zu etwas über 1800 m für den Innenrand der Alpen am Monviso. Dieser Wert erscheint angesichts der kleinen Gletscherentwicklung in den von jenem Gipfel ausstrahlenden Thälern als recht gering. Allein es ist zu beachten, dass er für den Alpenrand gilt, und dass die in der Richtung von Osten nach Westen neben einander gelegenen Gletscher des Kammes zwischen Po und Pellice eine um so höhere Schneegrenze verlangen, je weiter westlich sie liegen. Unsere Grenze steigt in ihrem Bereiche auf 7 km Entfernung um mehr als 100 m an. Das starke Ansteigen der Schneegrenze am Abfalle der piemontesischen Alpen lässt uns im Gebiete des Monviso eine Schneegrenzhöhe von mehr als 2000 m mutmassen. Dieser Wert aber widerspricht den Massen der Monvisogletscher nicht.

Auffällig ist, dass trotz ihrer nicht unansehnlichen eiszeitlichen Vergletscherung die östlich vom Monviso gelegenen Käme wenigstens in ihrer Darstellung auf der Carta del Regno d'Italia und der letzterer zu Grunde liegenden Tavolette im grossen und ganzen Rückenformen zeigen. Bereits Richter (Geomorphologische Untersuchungen. Peterm. Mitt. Ergh. 132. 1900. S. 99) hat bemerkt, dass hier Kare fehlen. Und mit ihnen mangeln auch die Hochseen. Sie stellen sich erst an höher gelegenen Kämmen ein und gewähren daher hier, ebenso wie in den Seealpen, keinen Anhalt zur Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze. Wir haben also hier ein Gebiet mit nicht unbedeutender Lokalvergletscherung ohne Karlingtypus. Dies dürfte mit der grossen Steilheit unseres Gebirges zusammenhängen.

Terrassen und Ferretto.

Dort, wo bei Villar-Pellice die erraticen Blöcke und letzten Spuren frischer Moränen aufhören, setzt im Pellicethale eine 20—30 m hohe Schotterterrasse ein, welche nach der von Novarese gegebenen Beschreibung durchaus einer Niederterrasse entspricht und ihre fluvioglaciale Entstehung durch eine stellenweise grobblockige Beschaffenheit offenbart. Nahe am Ausgange des Thales wird sie von Torre Pellice an durch eine höher gelegene Terrasse um 40—50 m überragt, die sich zunächst am linken, dann aber auch am rechten Thalgehänge einstellt und bis an den Fuss des

Gebirges bei Bricherasio und Bibiana reicht. Sie besitzt einen Sockel älteren Gesteins; ihr Material ist eine gänzlich verwitterte Geröllbildung von der Art des lombardischen Ferretto. Novarese rechnet sie zum Altdiluvium Stella's und macht darauf aufmerksam, dass sie stellenweise, namentlich bei Luserna S. Giovanni sehr grobblockig werde, weswegen man sie wohl als verwitterte Moräne auffassen müsse. Hiermit steht ihr Auftreten im Einklang: Sie umklammert den Austritt des Pellice aus dem Gebirge wie ein Endmoränengürtel. Eine ganz ähnliche Ablagerung findet sich nach Novarese unfern Barge, nördlich vom Austritte des Po aus den Alpen; auch sie hat die Lage eines Stückes Endmoränengürtel. Wir werden weitere ähnliche Bildungen aus der Gegend von Biella kennen lernen.

Novarese bringt die Schotterterrasse unterhalb Villar-Pellice, die wir als Niederterrasse deuten, nicht mit den dortigen Gletscherspuren in Zusammenhang, sondern hält sie für älter und verweist sie in das Mitteldiluvium Stella's. Es fehlt ihm der entscheidende Konnex mit Moränen. Letztere stellen sich im Thale erst 7 km oberhalb des Abbruches unserer Terrasse ein und seien von unserer Terrasse durch jüngere getrennt. Meines Erachtens liegt hier einer der gar nicht seltenen Fälle vor, dass eine Schotterterrasse für eine Endmoräne vikariert, so wie wir es zuletzt noch an der Isère gesehen haben (S. 657). Die oberhalb gelegenen Endmoränen von Ferrera (800—900 m) haben mit unserer Terrasse entschieden nichts zu thun; sie gehören gleich denen von Pautas (981 m) einem späteren Stadium an. Es liegt nahe, an das Bühlstadium zu denken, zumal da weiter oberhalb bei Prà noch weitere typische Endmoränen vorkommen, die eine Höhe der Schneegrenze von 2500 m, rund 600 m unter der heutigen, voraussetzen. Allein, nachdem sich gezeigt hat, dass in den südwestlichen Alpen der Gürtel der Jungmoräne sich in einen inneren und äusseren Kranz auflöst, wäre auch daran zu denken, dass innere Jungmoränen vorliegen. Es geschieht daher nur mit Vorbehalt, dass wir auf unserer Karte die Moränen von Ferrera und Pautas zum Bühlstadium stellen. Dasselbe gilt von den ähnlich gelegenen von Demonte und Entraque in den Seealpen, während wir die auch von Taramelli (Di un tema di studio) erwähnten Endmoränen von Casteldelfino (1296 m) im Thale der Varaita mit gleicher Reserve dem Gschnitzstadium zuweisen.

Novarese bemerkt im Pellicethale, dass die Schuttkegel vielfach auf Kosten von Moränen entwickelt sind; auch Stella findet im Thale der Varaita eine enge Beziehung zwischen dem hochgelegenen Schuttkegel von Melle und den dortigen Moränen. Er berichtet ferner, dass das Thalbecken von Sampeyre durch das Zusammenwachsen solcher Schuttkegel förmlich geschlossen wird. Die von ihm gegebenen Schilderungen erinnern mich an die Verhältnisse im Stubaithal, wo wir am Ende des Gschnitzstadiums Ablagerungen sahen (S. 344), die der Form nach Schuttkegel, dem Inhalte nach Moränen sind.

Gletscher der Dora Riparia. Jungmoränen.

Das Thal der Dora Riparia ist das südlichste Piemonts, in dem ein Gletscher die Alpen verlassen hat. Seine Moränen bilden das anmutige Hügelland von Rivoli im Westen von Turin, deren Natur Martins und Gastaldi zuerst erkannt haben. Eine ziemlich reiche einschlägige Litteratur ist seither entstanden; was bis 1887 erschienen ist, hat Sacco¹⁾ in seiner Monographie des Gebietes zusammengestellt, die er mit einer kleinen Übersichtskarte 1 : 100 000 begleitete, nachdem er 1886 eine Spezialkarte 1 : 25 000 herausgegeben hatte. Von den späteren Arbeiten sucht eine Studie von Olivero²⁾ den grossen Einfluss der Glacialerosion auf die Oberflächen-

1) L'anfiteatro morenico di Rivoli. Bollet. R. Comitato geologico XVIII. 1887. S. 143.

2) Impronta dell' epoca glaciale allo sbocco di valle Dora Riparia. Boll. Soc. geol. ital. XV. 1896. S. 253.

gestaltung nachzuweisen, während die von Capeder¹⁾ unternimmt, die Moränen auf verschiedene Eiszeiten zurückzuführen.

Bis zu einer Meereshöhe von 900 m angeschwollen, erreichte der Ripariagletscher die Thalenge von S. Ambrogio nahe am Fusse der Alpen. Dann begann er sich seitwärts auszubreiten. Links drängte er sich in das kurze Thal des Vargeirone und baute eine Ufermoräne quer darüber; rechts schob er sich in das Thal des Sangone und nötigte diesen, bei Trana einen neuen Weg in die Ebene zu gewinnen, wobei der 642 m hohe Moncuni vom rechten Thalgehänge abgeschnitten wurde. Wohl hat sich das Eis auch durch die vom Wasser geöffnete Pforte von Trana ein Stück weit nach Osten erstreckt, wie Moränenreste am rechten Ufer des Sangone zwischen Trana und Sangone bezeugen; aber es hat wenigstens in der letzten Eiszeit den Moncuni nicht zu überfließen vermocht und seine rechte Ufermoräne an diesen angelehnt. Sie zieht sich in stattlicher Breite von über 2 km und ansehnlicher, anfänglich 160 m überschreitender relativer Höhe gegen Rivoli. Hier löst sich der grosse mannigfaltig abgestufte Wall in einzelne Züge auf. Ein innerer schwenkt zur Dora ab, quert diese bei Alpignano und krümmt sich nach Caselletta an der linken Seite des Thalausganges zurück. Auf dem Ende des mittleren (419 m) liegt in beherrschender Lage das unvollendete Schloss von Rivoli. Die wesentlich niedrigere Fortsetzung dieses Walles biegt sich gleichfalls zur Dora, welche bei Alpignano den Jung-Endmoränengürtel durchbricht. Dieser ist hier unter 400 m Meereshöhe herabgesunken. Das Gefälle der Gletscheroberfläche von der Enge von S. Ambrogio bis hierher betrug also auf 15 km mehr als 500 m, d. i. mehr als 33 ‰; es war mehr als doppelt so gross, als das Gefälle der grossen nordalpinen Eisfächer.

Zungenbecken.

Der geschilderte Endmoränengürtel umschliesst das Zungenbecken von Avigliana, eine weite Alluvialfläche von 320—340 m Meereshöhe, aus deren randlichen Partien sich hier und da kleine Moränenwälle erheben. Es erstreckt bei Avigliana einen Ausläufer in das ehemalige Thal des Sangone hinein; hier liegen der grosse und kleine See von Avigliana 26 und 12 m tief, von einander und von der Ebene an der Dora durch Moränenwälle getrennt. Thalaufwärts setzt sich unser Zungenbecken als das übertiefte Dorathal bis gegen Susa fort, wo es von einer 300 m hohen Thalstufe durchsetzt wird. Diese hat sich vorher schon durch das Einsetzen von Felsterrassen angekündigt, die von Villar Focchiardo an Zusammenhang gewinnen.

Sehr auffällig ist der Gegensatz zwischen den Formen des alten Gletscherbettes und des darüber gelegenen Thalgehanges am Monte Musinè links vom Thalausgange der Dora. Bis zu einer Meereshöhe von 550—600 m ziehen sich frische Rundformen entlang; die Sporne, die ins Dorathal hineinspringen, sind prächtig gebuckelt und über und über geschliffen. Darüber ein Gürtel mit bereits stark verwischten Rundformen, wohl dem Bett der Altmoränenvergletscherung angehörend, oben dann die Formen der subaerischen Erosion mit senkrecht verlaufenden Wasserriegen. Bereits Olivero hat auf diesen Abfall aufmerksam gemacht. Bemerkenswert ist ferner, wie weiter westlich der vom M. Curt nach Süden sich herabziehende Sporn unten abgestutzt ist. Es hat hier am Gletscherufer eine Unterschneidung des Spornes stattgefunden, und dabei ist der Steilabfall La Costa entstanden.

1) Sulla struttura dell' anfiteatro morenico di Rivoli in rapporto ai diversi fasi glaciali. Boll. Soc. geol. ital. XXIII. 1904. S. 6.

Altmoränen.

Neben dem geschilderten Endmoränengürtel, der sich durch die grosse Frische seiner Einzelformen auszeichnet und stellenweise, wie z. B. zwischen Rosta und Villarbasse mit riesigen erraticen Blöcken förmlich überstreut ist, treffen wir Reste eines älteren Gürtels von anderer Beschaffenheit. Bereits Sacco hat darauf aufmerksam gemacht, dass um Rivoli zwei Moränenzüge unterschieden werden können, ein innerer, den wir eben geschildert haben, und ein äusserer mit reichlicherer Lehmbedeckung, der unterhalb Sangano an den Sangone tritt, diesen bis westlich Rivalta begleitet und dann in der Richtung auf Rivoli abschwengt, das er jedoch nicht erreicht. Hier sind die Moränen nicht mehr frisch; sie sind tiefgründig, bis auf mehrere Meter herab, verwittert und mit einem rotbraunen Lehm bedeckt. Die zahlreichen Terrassierungen fehlen, welche dem Walle von Rivoli so reizvolle Einzelheiten verleihen; keine erraticen Blöcke sitzen auf der Landoberfläche auf. Nur tiefe Einschnitte legen den unverwitterten Moränenkern bloss, so der Sangone unterhalb der Strasse Sangano-Villarbasse und der Garosso di Rivalta in seinem Durchbruche zwischen dem Truc Castellazo und dem Truc Monsagnasco; wiederholt ist hier das Moränenmaterial zu Nagelfluh verkittet. Es ist der Gegensatz zwischen Jungmoränen und Altmoränen, der uns so oft auf der Nordseite der Alpen entgegengetreten ist, der sich hier in verschärfter Masse wiederholt: Die Verwitterung der Altmoränen ist weiter vorgeschritten, die Farbe des verwitterten Materiales, im Norden braun, ist hier mehr rot.

Die von Sacco gegebene Beschreibung lässt mich mutmassen, dass sich auch an der linken Seite der Dora Altmoränen von Jungmoränen scheiden. Nordöstlich von den Jungmoränen von Alpignano-Caselle, welche nahezu ostwestlich verlaufen, ziehen sich schwach ausgeprägte Moränenrücken in nordöstlicher Richtung auf Druent. Auch hier giebt Sacco Bedeckung mit „Lehm“ an.

Schotterkegel von Turin.

Vor das Moränenamphitheater von Rivoli legt sich ein grosser Schotterkegel, dessen nahe Beziehungen zu den Moränen bereits Martins und Gastaldi erkannt haben. Sacco stellt ihn zu seinem Diluvium; Stella¹⁾, der eine ganz ausgezeichnete Darstellung seiner Grundwasserverhältnisse gegeben hat, nennt ihn Tavoliere di Torino. So einheitlich dieser Kegel in topographischem Sinne erscheint, so dürfte er sich doch aus zwei verschiedenen Schichtgliedern aufbauen. Im Süden lehnt er sich an die Altmoränen von Rivalta di Torino und spielt diesen gegenüber die Rolle eines Übergangskegels; wir glauben daher, dass die Nagelfluhablagerungen, welche der Sangone zwischen Rivalta und Beinasco und darüber hinaus anschnidet, Hochterrassenschotter sind. In dieser Auffassung bestärkte uns ihre Bedeckung mit ziemlich mächtigem Lehm, welcher um Beinasco in grossen Ziegeleien verarbeitet wird. Südlich Rivoli mündet auf unsern Schotterkegel das Moränenthal von Villarbasse, das den Gürtel der Jungmoränen von dem der Altmoränen scheidet. Wir treffen in ihm lockere Schotter vom Habitus der Niederterrassenschotter; es ist klar, dass diese sich auf den Schotterkegel fortsetzen. Ganz ähnliche Schotter werden zwischen Collegno und Alpignano südlich der Dora angetroffen. Diese letztere selbst schneidet aber bei Alpignano, dort, wo sie die Jung-Endmoränen durchbricht, unter diesen eine ziemlich feste Nagelfluh an, und eine solche findet sich auch bei Pianezza. Hier geht dieselbe bei Casa Balma

1) Sulle condizioni geognostiche della Pianura Piemontese rispetto alle acque di sottosuolo. Boll. R. Comitato Geologico. 1900.

durch Aufnahme gekritzter Geschiebe nach oben allmählich in Moräne über, so zwar dass hier ein einheitlicher Komplex vorliegt und sich nicht, wie Capeder annimmt, ein unteres Diluvium von einem oberen scheidet. Ich habe nicht Gelegenheit gehabt, das Verhältnis dieser Nagelfluhbildungen zu den lockeren Schottern von Collegno festzustellen und kann nicht sagen, ob örtlich zementierter Niederterrassenschotter oder Hochterrassennagelfluh vorliegt. Mutmasslich breiten sich die vom Endmoränenwalle von Rivoli-Alpignano ausgehenden Niederterrassenschotter gegen Osten hin fächerförmig aus und überdecken sowohl die Fortsetzung der Altmoränen von Druent als auch die Hochterrassenschotter.

Löss von Rivoli.

Wie gross die Ähnlichkeit des Moränenamphitheaters von Rivoli mit den grossen nordalpinen Gletschergebieten ist, so weicht es von ihnen doch in einem Punkte ab. Es liegt auf den Moränen, welche nach ihrer Form und dem Grade ihrer Verwitterung Jung-Endmoränen sind, in weiter Verbreitung ein gelbbrauner staubiger lössartiger Lehm. Ich sah ihn bei Alpignano in beinahe 2 m Mächtigkeit, ebenso an der Südseite des Zungenbeckens am Friedhofe Rosta; vor allem aber ist er südlich Rivoli entfaltet. Er lehnt sich hier in gelegentlich 10 m Mächtigkeit an die Aussenflanke des grossen Jung-Endmoränenwalles an und zieht sich bis zum Garosso di Rivoli. Hier ist kein Zweifel, dass echter Löss vorliegt. Alle Wege sind tief eingeschnitten (vergleiche Fig. 95); man geht zwischen hohen Wänden typischen Sandlösses entlang, ebenso wie im südlichen Baden nahe am Rhein und an der Donau im Durchbruche der Wachau. Parona hat bereits ein Bild dieser piemontesischen Lösslandschaft in seinem Trattato di Geologia S. 667 gegeben, Viglino und Capeder¹⁾ haben sie beschrieben und gezeigt, dass petrographisch hier genau derselbe Löss vorliegt, wie am Hügel von Turin.

Angesichts des Moränenamphitheaters von Rivoli erstrecken sich hier Lösslager, die, wie Sacco²⁾ gezeigt hat, um so ausgedehnter werden, je weiter man an der Abdachung des Hügels von Turin nach Süden wandert, hingegen an dessen Nordabfalle, z. B. in der Gegend von Superga fehlen. Wie der Donaulöss erhebt sich der Löss von Turin auch viel höher über den Fluss als irgendwelche quartäre Schotter, aber er hat auch hier eine ziemlich scharf ausgesprochene obere Grenze; sie liegt durchschnittlich in 400 m Meereshöhe; einige Vorkommnisse reichen höher, andere, wie das typische von Cavoretto bei Turin, enden in 360 m.

Der Moränenwall von Rivoli fällt noch unter die obere Verbreitungsgrenze des Löss von Turin; er ist fast bis zu seinem Firste mit solchem bedeckt. Hier nun an der Grenze der Lössverbreitung finden sich eigentümliche auf den ersten Blick überraschende Verquickungen zwischen Löss und Moräne: sie scheinen sich gegenseitig zu verkeilen; man sieht nicht bloss, wie es die Regel ist, Löss auf Moräne, sondern auch unter solcher, oder es setzt ein Moränenkeil mitten im Löss ein, wie Fig. 94 zeigt. Viglino und Capeder haben ein einschlägiges Profil mitgeteilt; im wesentlichen gleiche habe ich Gelegenheit gehabt, an den im Frühjahr 1904 erneuten Böschungen des von Rivoli zur Cresta Grande führenden Weges zu beobachten. Ihr eingehendes Studium vergewisserte mich, dass hier nicht, wie Capeder in seiner letzten Arbeit annimmt,

1) Comunicazione preliminare sul loess piemontese. Boll. Soc. geol. ital. XVII. 1898. S. 81.

2) I terreni quarternari della collina di Torino. Atti Soc. ital. di Scienze nat. XXX. 1887.

der Löss von einer jüngeren Moräne überlagert wird, sondern dass hier eine Herabschwemmung von Moränenmaterial auf die Ränder der Lössdecke vorliegt, wie sie bei der Steilheit der Böschungen (18°) unausbleiblich ist. Es handelt sich in der That auch nicht um fest gepacktes, sondern um ziemlich lockeres Moränenmaterial, das bis tief hinab von Wurzeln durchsetzt ist. Wir haben es um Turin mit einem postglacialen Löss zu thun, wie wir einen solchen bisher immer nur in beschränktem Umfang, bei Innsbruck als Lehmanflug, sowie im St. Gallener Rheinthale und im Wallis kennen gelernt haben.

Es liegt nahe, alle die genannten Vorkommnisse auf eine einheitliche postglaciale Lössformation zurückzuführen, in welchem Falle, da der Walliser Löss auf die Moränen des Daunstadium übergreift, es sich um eine sehr junge Bildung handeln würde. Allein wir wagen nicht, ziemlich weit von einander gelegene Gebilde vornehmlich bloss wegen ihrer petrographischen Identität für gleich alt zu erklären, und halten eine Altersbestimmung in jedem einzelnen Falle für ge-

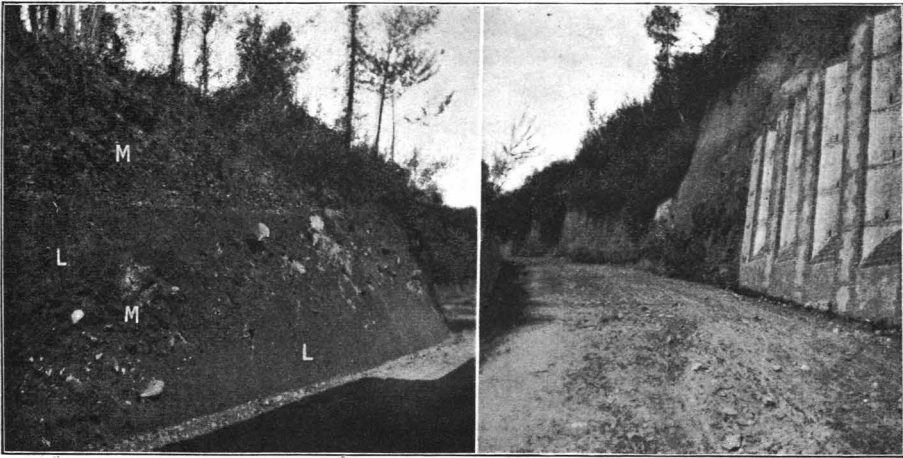


Fig 94 (links): Wechsellagerung zwischen gerutschtem Löss (L) und gerutschten Moränen (M) am Wege von Rivoli zur Cresta Grande, nordöstlich Villa Mya.

Fig. 95 (rechts): Hohlweg im Löss südwestlich von Rivoli.

boten. Dafür steht beim Löss von Turin in erster Linie der paläontologische Weg offen. Viglino und Capeder führen aus dem Löss von Rivoli an: *Helix obvoluta* Müller, *Helix Pioltii* Pollon. *Bulimus tridens* Müll. var. *Gastaldii* Poll., *Pupa muscorum* L., *Succinea Bellardii* Pollon. Sacco verzeichnet nach den Bestimmungen von Pollonera aus dem Löss von Turin 67 Arten, von denen 19 ausgestorben sind und nur wenig mehr als 20 heute noch im subappenninischen Gebiete um Turin vorkommen, während mehr dem alpinen Gebiete angehören. Im grossen und ganzen trägt die Lössfauna des Hügels von Turin den Charakter der Conchylienfauna, die heute in 700 bis 1000 m Höhe auf den piemontesischen Alpen angetroffen wird. Von den charakteristischen Arten des nordalpinen Löss sind *Pupa muscorum* L. und *Helix hispida* L. häufig, *Succinea oblonga* Drap. nur selten vertreten. Säugetierreste fehlen gänzlich, sowohl bei Turin, als auch bei Rivoli.

Von dem roten Lehm, der die Altmoränen von Rivalta südlich Rivoli deckt, ist der Löss von Rivoli grundverschieden. Er ist porös, jener fest; er ist gelbbraun, letzterer rotbraun; er enthält häufig Schneckengehäuse, jener nirgends. Es ist der Gegensatz zwischen Löss und Laimen, der sich hier wiederholt, wobei aber in diesem Falle der Löss auf die Jungmoränen übergreift, während sich der Laimen auf die Altmoränen beschränkt.

In ihrer geschilderten Ausbreitung legen sich die Endmoränen des Ripariagletschers vor das obere Thal des Sangone. Hier erstreckt sich bei Giaveno ein breiter Thalboden, der an den Flanken des Eises vom Flusse aufgeschüttet wurde, bis dieser längs desselben im Durchbruch von Trana am Fusse des Monte Pietraborga einen neuen Lauf gefunden hatte. Überragt wird die Fläche von Giaveno (507 m) von der viel höher gelegenen Terrasse von Coazze (717 m), welche nach Sacco aus tiefgründig verwitterten Schottern besteht. Mutmasslich liegt hier eine Staubildung aus der Zeit der Altmoränen vor. Kleine Karsen auf dem Hintergehänge des Sangonethales am Fusse des Robinet (2678 m) verraten, dass es eigene Gletscher besessen hat. Sacco fand undeutliche Moränen in der Gegend von Forno (etwa 1000 m).

Graische Alpen. Moränen.

Die beiden aus den graischen Alpen kommenden Thäler der Stura di Lanzo und des Orco haben ihre Gletscher nicht bis in die Poebene entsendet. Wiewohl sich in seinem Gebiete der Rocciamelone auf 3557 m und die Uja Ciamarella auf 3676 m Höhe erheben, hat der Sturagletscher Lanzo nicht erreicht; er endete nach Gastaldi¹⁾ einige Kilometer weiter oberhalb in der Schlucht vom S. Ignazio und hinterliess ausgezeichnete Ufermoränen. Der vom Gran Paradiso (4061 m) gespeiste Orcogletscher erstreckte sich nach Stella²⁾ bis südlich Cuorgnè, gerade bis an den Alpenrand. Er erhielt einen bedeutenden Zufluss aus dem Thale der Soana sowie von kleinen Seitenthälern, z. B. dem von Barchero und von Pianè, deren Moränen sich mit den seinen in 1200 m Höhe vereinigen.

Mit dieser verhältnismässig unbedeutenden Entfaltung der grossen Thalglletscher steht die ziemlich stattliche einiger Hängegletscher in auffälligem Gegensatze, von deren Spuren Stella und Sacco berichten. Ersterer fand in den oberen und mittleren Partien des Thalgebietes der Viana, die links des Orco vom Monte Soglio (1971 m) ausgeht, Moränen; letzterer³⁾ traf rechts der Stura im Thale des an der Cima dell' Angiolino (2168 m) beginnenden Tesso bis Castiglione (742 m) herab, sowie in dem ebenda wurzelnden Thale des Malone bis zur Hochfläche von Picat (900 m) herab Ablagerungen, die ihm auf glaciale Thätigkeit zurückführbar erschienen, ja von denen er die ersteren an anderer Stelle⁴⁾ als typisch glaciale bezeichnet. Genügen uns zwar die erwähnten Angaben nicht, um den Verlauf und die Enden jener Hängegletscher genauer festzulegen, so müssen wir doch aus der Thatsache, dass von Gipfeln mit wenig über und selbst unter 2000 m Höhe Gletscher ausgegangen sind, auf eine nicht unerheblich tiefere Lage der Schneegrenze schliessen, als wir im Bereiche der cottischen Alpen, allerdings weniger nahe am Abfalle des Gebirges, angetroffen haben; wir müssen jene Grenze hier in ungefähr 1500—1600 m Höhe suchen.

1) Alcuni dati sulle punte alpine situate fra la Levanna ed il Rocciamelone. Boll. club alpino italiano II, 1867/68. S. 264.

2) Relazione sul rilevamento eseguito nell' anno 1893 nelle Alpi Occidentali (valli dell' Orco et della Soana). Boll. R. Comitato geologico d' Italia (3) V. 1894, S. 343.

3) Il cono di deiezione della Stura di Lanzo. Boll. Soc. geolog. ital. V. 1888.

4) Bacino terziario e quaternario del Piemonte. S. 610.

Schotterkegel der Stura di Lanzo.

Vor dem Ausgange des Thales der Stura liegt ein grossartiger, von Sacco monographisch behandelter Schotterkegel, der sich weit in die Poebene hinein erstreckt. Die Stura hat darin eine breite Furche ausgewaschen; im Norden wird er vom Malone, im Süden von der Ceronda angeschnitten. Sein Material ist nach Sacco und L. Bruno¹⁾ tiefgründig verwittert, sodass die Gerölle auf das leichteste zerfallen. Wir haben es demnach mit einer ähnlichen Bildung zu thun, wie sie Novarese vom Ausgange des Pellicethales als Altdiluvium *Stellas* schildert. In der That heben auch Sacco und Bruno hervor, dass die Ablagerung, die dieser als alpines Diluvium, jener als Diluvium bezeichnet, in Facies und Struktur dem lombardischen Ferretto entspricht. Sacco schildert ferner, wie nach den Höhenverhältnissen kein einheitlicher Kegel vorliegt: an der linken Flanke erhebt sich die Schotterfläche von Benne, an der rechten die von Monasterolo über das Niveau der breiten Kegelfläche der Barracamenti di Cirié und der Tenuta della Mandria nordöstlich Venaria Reale; an der rechten Flanke schiebt sich überdies zwischen Fiano und Grangie di Fiano ein mittleres Niveau ein. An der Kegelspitze gegen Lanzo zu hebt sich die Mächtigkeit des verwitterten Schotters auf 50—70 m, er ist hier sehr grob; an seinen östlichsten Punkten bei Volpiano und Venaria steigt der Kegel kaum noch 20 m über die angrenzenden tieferen Flächen an und sein Material ist fein. Material von der Beschaffenheit des an der Spitze des Kegels befindlichen begleitet den Fuss der Alpen nordwärts bis in die Gegend von Castellamonte und hier legen sich, wie Stella berichtet, die Moränen des Orcothales darauf.

Unter dem Schotterkegel, und zwar besonders auf dessen Nordseite, hat Sacco sein Villafranchiano angetroffen, nämlich gelbliche Sande und Kiese, die oft mit graugelben, selbst grünlichen Thonbänken wechsellagern. Darunter heben sich am Nordsaume des Kegels bei Barbania das Fossaniano und Astiano hervor; diese Ablagerungen sind weiter nördlich bei Rivaria weiter verbreitet und überlagern hier an einer Stelle blaue Mergel, die Sacco zum Piacentino verweist. Leider fehlen in der marinen Serie Versteinerungen; der paläontologische Nachweis des Villafranchiano stützt sich auf einige Pflanzenreste, die 1865 E. Sismonda als *Glyptostrobos europaeus* Heer, *Phragmites Oeningensis* Al. Braun, *Corylus Heeri* und *Cassia hyperborea* bestimmte und von denen *Glyptostrobos europaeus* seither von Peola abermals bei Druent nachgewiesen worden ist (*Le conifere tertiare del Piemonte*. Boll. Soc. geol. ital. XII. 1893, S. 705). Trifft die Deutung der einzelnen Schichtglieder von Sacco zu, so haben wir eine ausgesprochen diskordante Überlagerung der ganzen jungpliocänen Folge durch den Ferretto unseres Schotterkegels vor uns; denn dieser greift bei Barbania auf das Fossaniano über, und bei Rivara wird letzteres gleichfalls von Ferretto überlagert. Sacco stellt zu seinem Villafranchiano auch eine mächtige lignitführende Schotterablagung nördlich von Lanzo, die von Gastaldi als Quartär erachtet worden ist. Fossilreste fehlen, die das Alter jener Ablagerung erweisen könnten.

Der Gletscher der Dora Baltea.

Wie ein Gebirge bauen sich die Moränen des Gletschers der Dora Baltea in die Poebene hinein, sich hufeisenförmig um Ivrea gruppierend. Das ist das grosse Moränenamphitheater von Ivrea, das ansehnlichste der zahlreichen im padanischen Gebiete. Sein Südsaum kommt bei Caluso dem Hügellande von Turin auf 16 km nahe; mehr als die halbe Breite der Poebene ist hier von dem gewaltigen

1) Il Diluvium alpino della Dora Riparia al Ticino. Boll. Soc. geolog. ital. XII. 1893, S. 747.

Eisfächer eingenommen gewesen, dessen wissenschaftliche Entdeckung B. Studer, und dessen erste Erforschung Martins und Gastaldi zu danken ist. Später hat sich insbesondere L. Bruno mit dem Amphitheater beschäftigt, dessen marinen Charakter Stoppani zu erweisen suchte. Eine zusammenfassende Darstellung, begleitet von einer geologischen Karte 1:100 000 und einem Litteraturverzeichnis hat 1888 Sacco¹⁾ gegeben. Bald darnach veröffentlichte Carlo Marco²⁾ eine ausführliche Monographie des Gebietes, das er auf einer grossen Karte 1:25 000 im Sinne Sacco's geologisch darstellte. Zwei Jahre später führten wir die Glacialexkursion des sechsten internationalen Geologenkongresses nach Ivrea, um die mittlerweile von uns erkannte Sonderung von älteren und jüngeren Moränen des Amphitheaters zu zeigen³⁾. Seither hat Bruno⁴⁾ in einem Büchlein seine Ansichten über Bau und geologische Zusammensetzung des Amphitheaters in populärer Weise dargestellt.

Jungmoränen.

Nördlich Ivrea lehnt sich, 852 m Meereshöhe erreichend, ein gewaltiger Moränenwall an den Abfall der Alpen, den er mit südöstlichem Streichen alsbald verlässt. Das ist die Serra, die grösste Moräne der Alpen. So lange sie sich an festes Gestein lehnt, senkt sie sich rasch (45‰); weiterhin aus ebenem Lande aufsteigend, mindert sich ihr Gefälle auf 25‰ ; aber selbst bei Zimone, wo sie sich nach einer Erstreckung von 14 km in einzelne Wälle aufzulösen beginnt, hat sie noch 484 m Höhe und überragt die beiderseitigen Ebenen um 200—250 m. Ein ähnlicher, jedoch mehr gegliederter Moränenwall begleitet westlich Ivrea das rechte Thalgehänge der Dora mit südsüdwestlichem Streichen bis Strambinello, wo die durch ihn seitwärts verschobene Chiusella endlich den Weg in das Amphitheater hinein findet. Er hat sich hier mit einem mittleren Gefälle von über 30‰ bis auf 500 m Höhe herabgesenkt. Nordwestlich von Ivrea nur 7.5 km von einander entfernt, sind die Serra und der grosse westliche Seitenwall zwischen Zimone und Strambinello auf 22 km auseinander getreten. Zwischen beiden Orten werden diese beiden Ufermoränen durch einen nach Süden gekrümmten Zug von Stirn- und Seitenmoränenwällen mit einander verbunden. Letztere verlaufen in zahlreichen bogenförmigen Krümmungen, welche eine bedeutende Zerlappung des Gletscherendes namentlich im Osten anzeigen. Da erstreckt sich unfern Zimone eine Moränenzunge bis Salussola, eine weitere umspannt den 50 m tiefen⁵⁾ See von Viverone, eine dritte umschlingt das Dorf Settimo Rottaro, eine vierte schiebt sich bis Caluso vor; in ihr liegt der kleine, nur 7.5 m tiefe See von Candia. Zwischen diesen Zungen springen Moränenwälle spitz gegen die Mitte des Amphitheaters hinein, ohne hierzu durch Erhebungen älteren Gesteins genötigt zu sein. Dies weist darauf, dass die Zerlappung des Gletscherendes hier nicht wie sonst in der Regel eingetreten ist, weil es sich an äusseren Hindernissen spaltete, sondern durch die Schuttführung des Gletschers verursacht wurde; die einspringenden Spitzen der Endmoränen entsprechen Innenmoränen, welche schuttarme Gletscheräste trennten. Noch ist jedoch die Zusammensetzung des grossen Moränengebietes nicht genügend bekannt, um

1) I terreni terziari e quaternari del Biellese. Turin 1888.

2) Studio geologico dell' anfiteatro morenico d'Ivrea. 1892.

3) Vergl. Système glaciaire S. 40.

4) Cenni geologici dei dintorni d'Ivrea. Epoca quaternaria. Ivrea 1900.

5) Giov. de Agostini. Scandagli e ricerche fisiche sui laghi dell' anfiteatro morenico d'Ivrea. Turin 1894.

auf Grund erratischer Funde sagen zu können, welche Thäler des Doragebietes in den einzelnen Moränenzungen an der Peripherie des Gletschers projiziert sind; mutmasslich sind es die des südlichen Monterosagebietes. Muss die Oberfläche des Gletschers dort, wo er bei Borgofranco (5 km nördlich Ivrea) das Gebirge verliess, nach den beiden Ufermoränen zu urteilen, über 800 m hoch gelegen gewesen sein, so war sie beim Austritte der Dora aus dem Moränengebiete nur wenig über 300 m hoch. Wir haben darnach ein Gefälle von 500 m auf 24 km, also im Mittel von nur 21⁰/₁₀₀. Augenfällig ist die Formenfrische des geschilderten Endmoränengürtels. Eine Reihe von Abstufungen am Innenabfalle der Serra lässt das allmähliche Einsinken der Oberfläche des schrumpfenden Gletschers erkennen. Hier und da bestehen sie aus Schottern, die zwischen Moräne und Gletscher abgelagert wurden und nun des einen Ufers entbehren. Während an der Serra alle diese Einzelformen genau ebenso wie der Hauptwall streichen, kürzen die Abstufungen der rechten Ufermoräne gelegentlich die Biegungen des Hauptwalles ab. Der kleine 11 m tiefe See von Alice liegt in einer Ausbiegung des letzteren und wird gegen das Zungenbecken hin durch einen Wall abgegliedert, der einer Moränenterrasse entspricht. In seiner Nachbarschaft gleichfalls zwischen Moränenwällen liegt der 10,5 m tiefe See von Meugliano. Im Stirnmoränengebiete treffen wir im Westen mehrere Moorflächen zwischen den einzelnen Wällen. Der Bogen, den die Dora durchbricht, besteht bloss aus einem einzigen Walle. Die Frische der Formen lässt an keiner Stelle Zweifel darüber, dass wir es mit Jung-Endmoränen zu thun haben, die die nordalpinen zwar durch ihre gewaltigere Höhenentwicklung erheblich übertreffen, ihnen aber an Längenausdehnung weit nachstehen. Unser Moränengebiet misst nur 440 qkm. Es ist auf kleinerem Raume hier zusammengedrängt, was im Norden auf eine weite Fläche verteilt ist. Petrographisch zeichnen sich die Balteamoränen durch ihren ziemlich grossen Reichtum an Obermoränenmaterial vor den nordalpinen aus. Sie sind namentlich an den Flanken des Amphitheaters häufig Schuttmoränen; an der Stirn aber herrschen geröllreiche Schlammmoränen.

Auf diesen sah ich in der Gegend von Candia eine lössähnliche Ablagerung. Ich hatte nicht Zeit, zu entscheiden, ob auch hier wie im Moränenamphitheater von Rivoli ein postglacialer Löss vorliegt oder ob es sich um ein Verwitterungsprodukt von Mehlsanden handelt.

Zungenbecken.

Das von den Jung-Endmoränen umschlossene Zungenbecken ist von der Dora bis auf die kleinen Reste der Seen von Viverone und Candia eingeebnet worden. Zahlreiche Mäanderreste lassen erkennen, dass dies schliesslich bei stark geschlängeltem Laufe geschehen ist. Für die Mächtigkeit der Aufschüttung giebt die Tiefe des Sees von Viverone (50 m) einen Anhalt, einen anderen ein zwischen Strambino und Vestigne im Südlappen des Moränengebietes geschlagenes Bohrloch; es erreichte in 55 m Tiefe, also in rund 170 m Meereshöhe, das marine Pliocän. In die weite Auffüllungsebene springen von Südosten her wie Mittelmoränen die an einander gescharten Flanken der Stirnmoränenbögen hinein, von Westen und Süden bei Bollengo und Strambino Endmoränenwälle eines späten Gletscherstandes, von Norden her endlich ein Sporn dioritischer Gesteine des Amphibolitzuges von Ivrea. So frisch wie die umgebende Moränenlandschaft, so frisch sind seine Rundbuckelformen, zwischen denen sich fünf dunkelspiegelige Seen erstrecken. Sie alle, der Lago Nero (27 m tief), der L. Pistono (16 m t.), der L. Sirio (43,5 m t.), der L. di Campagna (5 m t.) und der

L. di S. Michele (18,5 m t.) sind Felswannen¹⁾. Nackt und glatt zugeschliffen tritt das Gestein entgegen, insbesondere auch der Serpentin im Westen von Ivrea, während er ausserhalb des Amphitheaters bei Castellamonte tiefgründig verwittert ist. Die Dora bricht quer durch die in Einzelkuppen aufgelöste Südspitze dieses Spornes, anstatt ihn zu umgehen, was sie im Westen leicht thun könnte und während der Zuschüttung des Zungenbeckens entschieden auch gethan hat: Ein altes Dorabett Rio Rialuss und R. Ribes genannt, schlingt sich um unsern Sporn im Westen herum. Nach Lage und Erstreckung ist er ein Stück des linken Thalgehänges, das vom überquellenden Eise abgeschliffen ist; in welchem bedeutendem Umfange, erweisen seine Höhenverhältnisse. Der Sporn erhebt sich nur in wenigen Kuppen über 400 m, aber dicht neben ihm lehnt sich der Anfang der Serra an einen Abfall, dessen Fuss 800 m Höhe hat; eine Kerbe von 400 m Höhe ist in das Gehänge des Bric Paglie dort eingefurcht, wo der Gletscher darüber hinwegging.

An das weite verschüttete Zungenbecken knüpft sich ein übertieftes Thal von trogartigem Querschnitt, rechts und links begleitet von Stufenmündungen; das ist das Thal von Aosta. Es ist bis hoch hinauf von Eis erfüllt gewesen. Oberhalb Aosta hat Novarese²⁾ zwischen den Thälern der Savarenche und von Cogné eine grosse Moräne in 1950 m Höhe angetroffen, welche verrät, dass die Gletscher beider Thäler in dieser Höhe zusammenstiessen, bevor sie sich mit dem von Aosta vereinigten; unterhalb Aosta hat Gerlach³⁾ an der Mündung des Tournanchethales das Erratische bis 1800 m verfolgt. Aber noch unterhalb der Längsthalstrecke von Aosta reichte das Eis des Doragletschers, wie Mattiolo gezeigt⁴⁾, an der Mündung des Thales von Champorcher bis 1600 m. Von hier fiel es mit einem überaus steilen Gefälle von 50 ‰ bis zum Ausgange des Dorathales. Im Firngebiete hochangeschwollen und sich sehr flach senkend, an der Zunge sehr steil abfallend war der Gletscher der Dora Baltea.

Altmoränen und ihre Schotter.

Nur der First und der Innenabfall der Serra sind von der geschilderten frischen Beschaffenheit. Die nach aussen gegen Biella gerichtete Seite ist sanfter abgedacht und anders gestaltet. Die scharfen Moränenformen fehlen; wir treffen breitere Rücken, welche durch tief eindringende Thäler gegliedert werden. Erratische Blöcke liegen nicht mehr wie sonst auf der Serra oberflächlich umher; die Farbe des Bodens wird mit einem Male rötlich. Die vorhandenen Aufschlüsse legen nicht mehr sofort frische Moräne bloss, sondern zunächst rotbraunen Lehm, und dieser deckt gänzlich verwittertes Material; erst einige Meter unter der Oberfläche stossen wir auf unzersetzte Moräne. Die Grenze zwischen beiden Seiten der Serra ist äusserst scharf: Auf Croce Sierra noch frische Moräne, einige Hundert Meter nördlich davon schneidet

1) Schwer verständlich ist, wie Swerinzew (Zur Entstehung der Alpenseen. Dissert. Zürich 1897) in den Seen von Ivrea Spuren eines alten Flusslaufes zu erkennen vermag, und wie Becker von der umgebenden Landschaft denselben Eindruck wie von der märkischen Schweiz haben konnte (Eclogae geologicae V. S. 256).

2) Rilevamento geologico delle Alpi occidentali nel 1899–1900. Boll. R. Com. geol. d' Italia 1901.

3) Die penninischen Alpen. Beiträge zur geolog. Karte d. Schweiz XXVII. 1883. S. 64.

4) Relazione sul rilevamento geologico eseguito nel 1897, nella valle di Champorcher. Boll. R. Com. geol. d' Italia. XXX. 1899. S. 3 (22).

der Torrente Viona verwitterte an. Der Wasserriss des Baches von Chiaverano, welcher nordöstlich Ivrea bis zum First hinauf einen Einblick in den Aufbau der Serra gestattet, erschliesst bis oben hinauf frische Schuttmoräne, die mit feinem Sande wechsellagert; dicht neben ihrem oberen Rande steht der Kastanienhain von Scalveis auf rotem Boden. Weiterhin entwickelt sich an der Aussenseite des Serrafirstes ein flaches Thälchen als Einschnitt der Schmelzwasser, die dem Eise entströmten. Es trennt bis gegen Zimone hin die frische Moräne von der lehmbedeckten, verwitterten. Zu seiner Linken treffen wir bei Magnano Ziegelöfen, welche rechts kein Material fänden. Dort, wo die alte und die neue Strasse von Ivrea nach Biella die Serra überschreiten, reicht die lehmbedeckte Altmoräne bis auf die rechte Flanke unserer Abflussrinne, und hier sitzt ihr die Jungmoräne auf. 1894 war dies deutlich sichtbar. Wo die alte Strasse zu unserem Thälchen herabführt, sah man am Wegeinschnitte (Fig. 96 links oben) Jungmoräne, tiefer dann braunen Lehm und verwitterte Moräne, während neben dem Wege in grösserer Höhe noch frische Moräne sichtbar war. Es sondern sich auf der Serra deutlich Jungmoränen von Altmoränen. Unser Profil Fig. 96, in gleichem Verhältnis von Höhe und Länge entworfen, zeigt trotz der Kleinheit seines Massstabes den verschiedenen Formenschatz beider.

Sacco und Marco kennen nur eine einzige Moränenbildung um Ivrea. Gegen die von uns 1894 durchgeführte strenge Scheidung von Jung- und Altmoränen hat sich Bruno (*L'anfiteatro morenico della Dora Baltea. Rivista geografica italiana* II 1895) ausgesprochen. Er stützt sich dabei in erster Linie auf theoretische Erwägungen: Er glaubt, dass die Altmoränen an der Stirnseite eines alten Gletschers liegen müssten und nicht an dessen Flanken zu gewärtigen wären. Dass hier die Moränen stark verwittert sind, giebt er zu; er bestreitet lediglich, dass die Verwitterungsprodukte als Ferretto bezeichnet werden könnten, so wie wir es 1894 thaten (vgl. S. 767). Für die massgebende Thatsache, dass diese Verwitterungsprodukte mit einem Male an der Grenze der Jungmoränen aussetzen, bringt er keine plausible Erklärung bei. Er bestreitet ferner das Vorhandensein eines Pliocänsockels unter der Serra, den wir in unserem Profile mit einem ? andeuteten, hat ihn aber seither in seinem Querprofile durch das Amphitheater gleichfalls angegeben. Vergl. letzte Tafel seiner Cenni.

Steigen wir auf der Aussenseite der Serra herab, so erreichen wir im Thale der Olobbia den Schottersockel der Altmoränen. Ihm sitzt noch links des Flusses ein schmaler Moränenstreifen auf, und daran lehnt sich ein typischer Übergangskegel, welcher am Elvo als

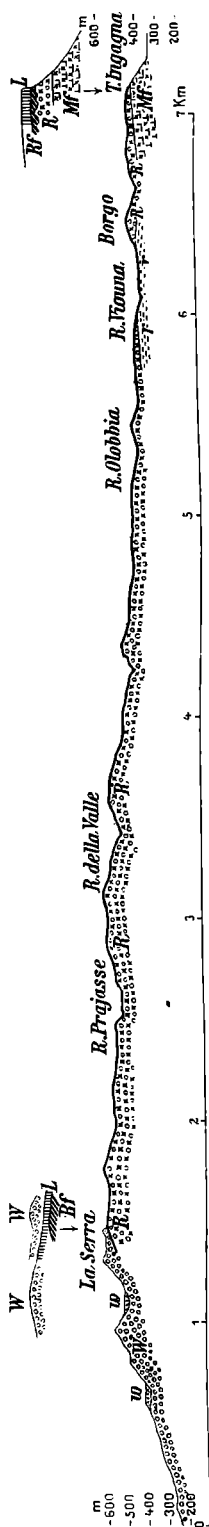


Fig. 96: Querschnitt durch die Serra zwischen Bollengo und Mongando nordöstlich Ivrea.

Mf Moränen-Ferretto. *r* Hochterrassenschotter. *R* Riss-Moränen. *Rf* verwitterte Riss-Moräne. *L* Lehm. *W* Würm-Moräne. *w* Niederterrassen-Schotter. *Rf* und *L* konnten nur in den fünfmal vergrösserten Einzelprofilen unterschieden werden, im Gesamtprofile wurden sie durch eine starke Linie dargestellt.

Hochterrasse abbricht. Er ist in Römerzeiten von Goldsuchern gänzlich umgewühlt worden, und mächtige Haufen wenig verwitterten groben Geröls können den Eindruck erwecken, dass hier eine jüngere Schotterbildung vorläge. Das ist die Bessa. An den wenigen Stellen, wo die Ablagerung intakt geblieben ist, sieht man, dass ursprünglich lehmbedeckter tief verwitterter Schotter vorhanden war, dessen untere Partien sich mit der benachbarten Moräne verkeilen.

Wir stützen unsere Darlegungen auf folgende Beobachtungen: Unweit der Osteria della Bessa südlich Mongrando wird gelber Ziegellehm gewonnen, der auf verwittertem Gerölle ruht. Unweit San Grato bei Cerrione erschliesst eine Rutschung am Terrassenrande ziemlich stark angewittertes Gerölle, tiefer in 290 m Höhe kommt Wasser hervor. In gleicher Höhe findet sich auch im Hohlwege westlich Cerrione ein Quell, der an eine Moränenbank geknüpft ist. Die Umwühlung der Bessa muss mindestens 20—30 m tief gegangen sein, bevor sie auf frisches Gerölle stiess, wie solches in den Haufen umherliegt; sie hat sich ferner bis an den Rand der Moränen erstreckt; diese sind stellenweise zwischen Riviera und Perini sichtlich abgegraben und treten hier frisch zu Tage, während sie sonst von ihrer roten Verwitterungskruste bedeckt sind.

Am rechten Ufer der Olobbia findet sich am Wege von Zubiena nach Perini Schotter, der oben verwittert, unten aber frisch ist. Er lagert auf gelbem Lehm und dieser auf grauem Lehm mit kohligen Schmitzen auf; das Ganze fällt ziemlich steil nach Nordwesten. In der Nähe liegt die Fontana sulfurea. Ich muss offen lassen, ob es sich hier um ein unteres Glied des Quartär oder ein oberes des Pliocän handelt.

Übergangskegel der Jungmoränen.

Welche Rolle die Altmoränen am rechten Flügel des Moränenamphitheaters von Ivrea spielen, haben wir nicht untersuchen können. Möglicherweise gehören zu ihnen die Moränen, welche Sacco und Marco am rechten Ufer der Chiusella und an dieser aufwärts bis Traversella verzeichnen, wenn sie nicht einem Lokalgletscher ihren Ursprung danken. Jedenfalls treten die Altmoränen an der Stirnseite des Gletschergebietes sehr zurück. Die Jungmoränen bilden hier auf weite Strecken den Saum des Gletschergebietes, und ein riesiger, von jungen Schottern gebildeter Übergangskegel fällt von ihnen ab. Dies sieht man insbesondere an der Südspitze des Moränengürtels zwischen Montalenghe, Caluso und Mazze. Dort, wo ihn die Dora durchbricht, setzen sich die frischen Schotter des Übergangskegels unter die Stirnmoränen fort; diese sitzen, wie so häufig, dem Übergangskegel auf. Aber darunter schneidet die Dora stärker zersetzte Schotter an, die wol denen der Bessa entsprechen und zu den Altmoränen gehören. Wir haben, wie nicht selten, die Niederterrassenschotter über den Hochterrassenschottern.

Möglicherweise gehören auch die Schotter, die in der von mir nicht besuchten Gegend von Agliè und San Giorgio eine höhere Terrasse vor den Endmoränen bilden, als Hochterrassenschotter zu den Altmoränen. Sacco und Marco geben hier Diluvium an, während sie den Übergangskegel der Jungmoränen als Terrazziano I bezeichnen. Die von beiden zwischen Diluvium und Terrazziano I in der Gegend von Mazzé gezogene Grenze vermochte ich in der Natur jedoch nicht aufzufinden; sie läuft mitten über den frischen Übergangskegel hinweg. Nach Bruno (Cenni S. 38) ragt bei Alice Castello vor den jungen Stirnmoränen aus deren Übergangskegel ein Stück älterer Moräne auf. Vielleicht ist letztere auch im Hügellande um Cavaglia vertreten. Jedenfalls möchte ich die Hochfläche der Baraggia di Brianco, die sich daran lehnt, wegen ihrer Niveauverhältnisse als eine Fortsetzung der Bessa ansehen. Sie wird, soweit ich von der Eisenbahn aus sehen konnte, von lehmbedecktem, verwittertem Geröll gebildet. Sacco und Marco rechnen sie gleich dem Ferretto zum Diluvium.

Ferretto.

Die Anordnung der Altmoränen lässt noch die ursprüngliche Wallform deutlich erkennen, namentlich dort, wo zwischen den Moränenzügen Thäler eingeschnitten

sind. Ich glaube daher, dass es sich um Riss-Moränen handelt. Der äusserste Wall zieht sich zwischen den Torrenten Viona (oder Viouna) und Ingagna auf Mongrando. Er legt sich hier auf eine gänzlich verwitterte Geröllbildung vom Charakter des lombardischen Ferretto. Ein Wasserriss neben der Ingagna, 1 km nordwestlich Mongrando gegenüber den Häusern von Fasoletti lässt dies klar erkennen. Fig. 96 rechts oben zeigt das Profil, das ich im Frühjahr 1904 sah: Oben 5 m brauner Lehm (*L*), zämentierte Moräne (*R*) bedeckend, die an der Grenze gegen ihn 1—2 m tief gänzlich verwittert ist (*Rf*); darunter Ferretto, der in 75 m Mächtigkeit erschlossen ist (*Mf*). Letzterer setzt das weiter nördlich gelegene Hügelland zusammen; verschiedene grosse Rutschungen legen ihn am Wege von Mongrando gegen Graglia am Monte Vignolino bloss: Allenthalben ein gänzlich zersetztes Geröll; Kalke fehlen gänzlich darin, kein Urgebirgsstück ist mehr frisch, die meisten so morsch, dass sie zerschnitten werden können, trotzdem sie häufig von stattlicher Grösse sind. Rollsteine von 0,5—0,7 m Durchmesser sind nicht selten; ich sah auch einen Block von 2 : 1 : 0,8 m. In wenigen Fällen ist der Zusammenhang noch so gross, dass sich das Geschiebe als Ganzes aus der Ablagerung herausgreifen lässt; aber auch dann ist es bereits so stark zersetzt, dass die Oberfläche rissig geworden ist und sich nicht mehr entscheiden lässt, ob sie geschrammt gewesen. Die Farbe des Ganzen ist ausgesprochen rot. Die Verwitterung ist viel intensiver als die der Altmoränen und der mit ihnen in Verbindung stehenden Schotter; in letzteren sind die Gerölle auch in den oberen Partien noch leicht isolierbar, und wie stark sie angewittert sind, so haben sie doch noch so viel Zusammenhalt, dass sie wie Nagelköpfe aus der Ablagerung herausstehen, während die des Ferretto von den Böschungen der Wasserrisse und der Wege gewöhnlich zerschnitten werden. Weder bei Mongrando noch weiter nördlich in der Gegend von Biella haben wir im Ferretto einen unverwitterten Kern gefunden; die Zersetzung erstreckt sich hier bis in das Grundgestein herab, welches sich westlich Mongrando als Sockel des Ferretto hervorhebt; es ist gleichfalls ganz morsch geworden. Auf dem Ferretto lagert in der Regel ein rötlich brauner, schwerer Lehm, den Sacco als Löss bezeichnet. Es muss hervorgehoben werden, dass er von ganz anderer Beschaffenheit ist, als der Löss der Hügel von Turin. Er hat wie seine Unterlage eine starke Auslaugung erfahren.

Wir gebrauchen hier das Wort Ferretto in engerem Sinne als 1894, als wir darunter alle rot gefärbten Verwitterungsgebilde verstanden, was nicht dem italienischen Sprachgebrauche entspricht. Nur die gänzlich verwitterten Geröllablagerungen, in denen aller Kalk gelöst, aller Feldspat kaolinisiert, alles Hydratisierbare hydratisiert ist, gelten in der Lombardei als Ferretto. Was Sacco beiderseits des Moränengebietes von Ivrea am Fusse der Alpen als Diluvium angiebt, ist fast alles Ferretto; aber er scheidet diesen nicht streng von jüngeren Geröllbildungen und weist z. B. auch die Schotter der Bessa zum Diluvium. Gleiches thut Marco, während Bruno nur unsern Ferretto zu seinem alpinen Diluvium stellt, die Bessaschotter aber mit den Moränen des Amphitheaters in Verbindung bringt.

Pliocän.

Dort, wo die Chiusella den Endmoränengürtel durchbricht und sich den Weg in das Innere des Amphitheaters bahnt, schneidet sie bei der Brücke dei Preti marines Pliocän an, das sich bis auf 325 m Höhe erhebt und auf unverwittertem Grundgestein aufrucht. Weiter ostwärts tritt es abermals am rechten Ufer der Chiusella auf. Über weitere Vorkommnisse gehen die Meinungen von Bruno, Sacco und Marco auseinander. Die beiden letzteren halten vieles von dem, was ersterer für

anstehend erachtet, für verschleppt. Wie dem auch sei, in der Chiusellaschlucht sondern sich Pliocän und Moränen auf das deutlichste, und es bietet sich hier kein Anhalt für die von Stoppani (S. 192) weitläufig auseinandergesetzte Hypothese eines marinen Charakters vom Amphitheater von Ivrea. Die Moränen des letzteren sind, wie wir gesehen haben, jünger als der Ferretto, und dieser lagert in der Nachbarschaft diskordant auf dem marinen Pliocän auf, das sohin gegenüber den Moränen die Rolle eines älteren Grundgesteines spielt, als solches mit ihnen in Kontakt kommt und als solches ihnen erratisches Material liefert. Es ist nicht zu wundern, dass dann und wann in den Moränen verschleppte Pliocänmuscheln gefunden werden.

Gegend von Biella.

Während nach Stoppani (S. 121) in der Nachbarschaft von Biella Moränen deutlich entwickelt sind, und er auf seiner Karte im Cervothale einen Gletscher bis Biella reichen lässt, giebt Sacco solche dort nur in der Gegend des hochgelegenen Wallfahrtsortes von Oropa an. Im Cervothale hat das Eis den Alpenfuss in der That nicht erreicht; es endete ziemlich hoch oben im Thale oberhalb Campiglia in etwa 800 m Höhe. Seine Zunge ist nicht durch besondere Ablagerungen gekennzeichnet; eine grössere Endmoräne fehlt; lediglich der Umstand, dass sich von Gliondini an erratisches Material in den unteren Partien des Thalgehänges findet, das ich bei Rosazza bis beinahe 300 m über Thal verfolgte, zeugt von der alten Vergletscherung, außerhalb von deren Grenze der Syenit des Thales stellenweise bis zu namhafter Tiefe verwittert ist. Viel namhafter sind die Gletscherspuren bei Oropa. Hier zieht sich eine grossartig entwickelte rechte Ufermoräne bis auf beinahe 900 m herab; auf ihr stehen die zahlreichen kleinen Kapellen des Santuario; dieses selbst (1180 m) liegt im Zungenbecken des alten Gletschers, dessen linke Flanke ihre Ufermoräne quer vor das vom Colle della Colina kommende Thälchen legt. Grosse Grabungen liessen 1904 einen Einblick in den rechten Seitenwall gewinnen: er besteht aus grober Schuttmoräne, die nur undeutlich gekritzte Geschiebe enthält. Die Gesamtjänge des Oropagletschers betrug nur 5 km; seine karreiche Umrahmung gipfelt im Monte Rosso mit 2374 m; er setzt eine Höhe der Schneegrenze in 1600—1700 m voraus. Etwas höher müssen wir die des Cervogletschers annehmen. Er reichte zwar etwas tiefer herab und war etwas länger (8 km), aber seine Umrahmung ist höher; sie ist gleichfalls ein Karlingkamm, der in der Cima di Bò 2556 m erreicht.

6 km unterhalb des mutmasslichen alten Gletscherendes stellt sich im Cervothale eine Schotterterrasse ein, auf welcher das Städtchen Andorno liegt. Sie besteht aus frischem groben Geröll. Ihre Fortsetzung tritt uns in Tollegno und weiterhin in der Terrasse der Stadt Biella als Spitze eines grossartigen Schotterkegels entgegen, der sich zwischen Cervo und Elvo in die Poebene mit dem ausserordentlich steilen Gefälle von anfänglich 20‰ hineinbaut. Sein Fuss verhält sich längs des Elvo zur Hochterrasse der Bessa wie eine Niederterrasse. Wir glauben daher trotz seiner stellenweise nicht unbeträchtlichen Lehmbedeckung, die südlich von Biella die Ziegelgewinnung ermöglicht, im Kegel und in der zugehörigen Terrasse eine Niederterrasse erblicken zu sollen. Die höheren Terrassen des Cervothales werden von Sacco durchweg zu seinem Diluvium gerechnet. Man kann ihrer bei Andorno drei, bei Biella zwei unterscheiden. In das Niveau der unteren, der bei Mongrando die Altmoränen des Balteglletscher aufsitzen, fällt die von Ferretto ge-

bildete Hochfläche der Baraggia von Candelo und Benna, die sich isoliert aus der Poebene südlich von Cossato mit einem Pliocänsockel erhebt.

Anhaltend schlechte Witterung hinderte mich an der Untersuchung der höheren Terrassen des Cervothales. Ich muss mich darauf beschränken zu erwähnen, dass die beiden am Thalausgange bei Biella auftretenden: Piazzo Biella (472 m) und Cossila S. Grato (540 m) aus Ferretto bestehen. Die drei höheren Terrassen von Andorno (Niederterrasse 544 m): links Locato 613 m, rechts C. Bazzera (642 m) und S. Eurosia (688 m) habe ich nicht besucht. Ebenso war mir nicht möglich, die Prallstelle des Cervo unterhalb Biella zu studieren, wo man von weitem schon unter dem grauen Gerölle der Niederterrasse einen Ferretto dort erblickt, wo Sacco's Karte unter dem Terrazziano I (unserem Niederterrassenschotter) Diluvium verzeichnet. Das Auftreten von Ferretto im Niveau des Flusses ist hier sehr auffällig, da weiter oberhalb nicht bloss der Ferretto, sondern auch der Niederterrassenschotter einen ziemlich hohen felsigen Sockel hat, in den der Cervo tief einschneidet. Dieser Sockel reicht genau bis an den Fuss des Gebirges, wo die Wasserkraft des ihn durcheilenden Cervo von der Sella'schen Fabrik leicht benutzt werden kann. Hat man hier vielleicht einen Verwerfungsabfall vor sich?

Valsesia. Moränen.

Das einzige Thal, das sich vom Monte Rosa direkt zur Poebene erstreckt, das Val Sesia, ist in geringerem Umfange vergletschert gewesen, als man nach der gewaltigen Aufragung in seiner Umrahmung mutmassen möchte. Sein Eisstrom hat die Poebene nicht erreicht. Trotz des von ihm selbst beklagten Mangels einschlägiger Beobachtungen hat G. de Mortillet das Ende richtig zwischen Varallo und Borgosesia angesetzt. Stoppani (S. 121), der das Sesiathal eigens behufs Feststellung der Vergletscherung besuchte, kam zu gleichem Ergebnisse, aber er gab ihr auf seiner Karte eine viel zu grosse Ausdehnung. Auch Sacco's¹⁾ Studie zeigt, dass der Sesiagletscher oberhalb Borgosesia geendet hat. Diese Angaben treffen zu. Das ganze südlich Borgosesia gelegene Gebirge ist frei von Glacialspuren. Sein Formenschatz ist kein alpiner. Die Berge sind regelmässig abgebösch und ihre Flanken ganz ebenso, wie es Stella vom unteren Teile des Pothales in den Alpen berichtet, mit mächtigen Verwitterungsgebilden bedeckt²⁾. Das gilt von den Gneissglimmerschiefern von Orta ebenso wie von den Porphyren, wie auch namentlich von den granitischen und syenitischen Gesteinen. Dieselben sind mit einer 10—20 m mächtigen Grushaube bedeckt, in welcher sich die Wildbäche leicht entfalten können, und unter welcher lediglich tief eingeschnittene Wasserrisse frisches Gestein blosslegen. Dies kann man insbesondere im oberen Thale des Ponzone, halbwegs Borgosesia und Biella, wahrnehmen. Der Capo posto (656 m) scheint hier ganz aus Sand zu bestehen. Bis zu einer Meereshöhe von 700—800 m reicht diese Zone tiefgründiger Verwitterung; die grösseren Erhebungen sind nackt abgebösch, tragen aber durchweg den Formenschatz der vollständigen Unterjochung durch subaerile Erosion. Das alles ändert sich mit einem Male, wenn wir unfern Varallo in das Gletschergebiet eintreten. Wie weggeblasen sind die mächtigen Verwitterungsgebilde nackter Fels tritt in steilen Wänden zu Tage; die Kontinuität der Böschungen setzt aus, der Querschnitt des Thales wird trogförmig, und bewundern wir in der Gegend südlich Borgosesia ein prächtiges Ineinanderschmiegen der Thalsohlen sich vereinigender Flüsse, so stossen wir von Varallo an auf Stufenmündungen. Die höheren Erhebungen aber nehmen mehr und mehr Gratformen an.

1) Il pliocene entroalpino di Valsesia. Boll. R. Comitato geologico 1888. Mit Karte 1 : 25000.

2) Vergl. Rasetti, Il monte Fenara di Valsesia. Boll. Soc. geol. ital. XVI. 1897. S. 141.

Das Thalgehänge nordwestlich von Varallo (450 m) ist mindestens bis 780 m hinauf mit erratischem Material überstreut. Es zeigt bis hierher typische Rundbuckelformen, die an mehreren Stellen Gletscherschiffe tragen. Im Thale selbst findet sich eine Moränenablagerung unterhalb der Stadt, am Eingange des obersten Eisenbahntunnels; weiter abwärts schmiegen sich Moränen noch an das linke Thalgehänge unterhalb Roccapietra; die letzten sah ich bei Vico in 410 m Höhe; dann setzt eine typische Niederterrasse ein, die allerdings thalabwärts vielfach zerstört ist, aber von der wir gute Reste nördlich Borgosesia, am Eingange des dortigen Tunnels, 20 m über dem Flusse begegnen. Hiernach haben wir im Sesiathale eine sehr steil abfallende Gletscherzunge anzunehmen. Von Varallo bis Vico auf 8 km um 370 m sich senkend, hatte sie ein Gefälle von über 40‰. Sie entsandte, wie Gerlach¹⁾ wahrscheinlich gemacht hat, einen Seitenast über die Bocchetta di Vocca (977 m) in das benachbarte Thal des Mastellone, wo sich bei Sabbia Sesiageschiebe finden. Sie hinderte ferner die Abflüsse einiger Thäler zur Sesia und veranlasste dieselben zu Umwegen. Dies geschah vom Torrente Bagnola, einem Nebenfluss des bei Varallo stufenförmig mündenden Mastellone, an. Oberhalb Cervarola zweigt sich von ihm ein Sattelthal zum Rio della Crosa ab, der unterhalb Varallo mündet; von diesem zieht sich parallel zur Sesia eine Furche, die den Schlossberg von Barbavara (656 m) samt Nachbarn vom linken Thalgehänge losschneidet, zum Pascone. Hier beginnt bei Rocca Pietra eine neue Lateralrinne, in der die kleinen Seen von S. Augustino gelegen sind. Sie ist von der Sesia durch einen kaum 300 m breiten Felsrücken getrennt, der sich aber in seinen höchsten Partien im Poggio Pianale (619 m) und Poggio Cerei (602 m) 200 m über jene erhebt und sich weiterhin als Coste della Saggia fortzieht, um im Poggio Roncacci (523 m) bei Vico zu enden. Unser Vollbild zeigt uns diesen höchst auffälligen schmalen Rücken mit seinem vom Gletscher unterschrittenen Steilabfalle gegen das Sesiathal.

Sacco giebt noch weiter unterhalb Moränen an. Er erkennt in den Hügeln, welche sich über der gleich zu besprechenden Schotterterrasse von Pianezza erheben, typische Moränen. Allein Wasserrisse, die von Norden her in sie einschneiden, legen bis an ihre Spitze hin Pliocänmergel bloss; die sich hier bis 500 m Höhe erheben. Aber einzelne umherliegende erratische Blöcke machen wahrscheinlich, dass sich das Eis, vielleicht während einer früheren Vergletscherung, bis hierher erstreckt hat.

Stoppani erwähnt ferner eine wunderbare Moräne, die sich links unterhalb Varallo in das Tal des Pascone krümmt, und die insbesondere bei Civiasco gut erschlossen ist. Sie dürfte auch einer älteren Vergletscherung angehören.

Pliocän.

Östlich von Biella stellen sich am Alpensaume ziemlich zusammenhängende Pliocänablagerungen ein, welche, mehr als 300 m Höhe erreichend, sich fast bis zur Mündung des Sesiathales erstrecken. An der linken Seite der letzteren treffen wir sie in der Gegend von Grignasco wieder und zwar bis zu Höhen von etwas mehr als 400 m. Von hier ziehen sie sich an der Sesia aufwärts. Sacco hat einzelne Vorkommnisse von ihnen bis gegen Borgosesia hin nachgewiesen. Hier gewinnen sie grössere Ausdehnung und erfüllen eine ziemlich breite, parallel zum Alpenrande streichende Senke, in der die Strona und die Sessera der Sesia zufließen. An ersterer

1) Die penninischen Alpen. Beiträge zur geolog. Karte d. Schweiz. XXVII. 1883. S. 64. Abgedruckt aus den Neuen Denkschriften der Schweiz. naturf. Gesellsch. XXIII.



La Cresta am linken Gehänge des Sesiathales unterhalb Varallo.
Grat zwischen Gletscherbett (rechts) und randlicher Abflussrinne (links).

reichen sie bis Valduggia, an letzterer bis oberhalb Crevacuore. Sie erheben sich am Nordsaume der Senke durchweg höher als am Südsaume, nämlich bis über 500 m. An diese Pliocänausfüllung schliessen sich oberhalb Borgosesia längs der Sesia deutliche Felsterrassen an, die bei Varallo auf 650 m Höhe ansteigen; aus ihnen sind die Rücken herausgeschnitten, welche sich zwischen Sesia und den geschilderten Lateralfurchen erstrecken. Sie erscheinen als der zur Pliocänausfüllung gehörige Thalboden, welcher den Anstieg derselben alpineinwärts mit etwas steilerem Gefälle, 17‰ gegen 15‰, fortsetzt (vergl. Fig. 97). Dieses Gefälle der Oberfläche des Pliocäns und der Terrassen kann kein ursprüngliches sein, denn das Pliocän endet am Alpensaum mit derselben Seichtwasserfacies des Astiano, wie in der Senke von Borgosesia, und ein Gefälle von 17‰ ist für eine breite Thalsohle, denn um eine solche handelt es sich, erheblich zu viel. Darnach erscheint das Innere der Alpen bei Varallo gegenüber dem Abfalle des Gebirges seit Ablagerung des padanischen marinen Pliocäns im Gebiete der Sesia um rund 250 m ebenso gehoben, wie wir es bereits für das untere Vargebiet feststellen konnten.

Terrassen.

Über das marine Pliocän breitet sich am Fusse der Alpen links der Sesia gänzlich verwittertes Gerölle vom Charakter des lombardischen Ferretto, welches weiterhin die tief in die Poebene hineinspringende Hochfläche der Baraggia di Ghemme bildet. Sacco weist es zu seinem Diluvium, Bruno zu seinem alpinen Diluvium. Etwas tiefer beginnt bei Gattinara am rechten Ufer der Sesia eine Hochfläche, welche Bruno gleichfalls zum alpinen Diluvium, Sacco hingegen zu seinem Terrazziano I stellt. Eingeschachtelt in das marine Pliocän der Senke von Borgosesia findet

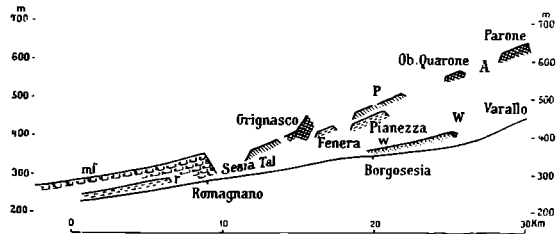


Fig. 97: Schotter- und Felsterrassen des Sesiathales. P Marines Pliocän. A entsprechende Felsterrassen. mf Ferretto der Baraggia di Ghemme. r Hochterrassen von Gattinara und Borgosesia. w Niederterrasse. W Würm-Endmoränen.

sich ferner beim eben genannten Orte eine Schotterterrasse, deren Fortsetzung durch Sacco thalabwärts in der Fussregion des Monte Fenera aufgefunden worden ist. Ihr Gefälle (14 ‰) ist steiler als das der beiden Schotterhochflächen am Fusse des Gebirges (11 ‰ links, 8 ‰ rechts); denkt man es sich fortgesetzt, so kommt man an das Niveau der Hochfläche von Gattinara. Ihr Material ist stark verwittert und hat eine rötliche Farbe angenommen; Sacco rechnet sie gleich der Barraggia di Ghemme zum Diluvium. Mir schien es jedoch, als ob die Verwitterung weniger vorgeschritten sei als im typischen Ferretto; die Form der Gerölle ist gutenteils noch intakt geblieben. Ich möchte daher aus petrographischen Gründen die Terrasse von Borgosesia für jünger als den typischen Ferretto halten, und mutmasse, dass sie der Hochfläche von Gattinara entspricht, über deren Beschaffenheit ich mich jedoch nicht orientieren konnte. Der Umstand, dass sie dort beginnt, wo die äussersten erratischen Vorkommnisse enden, macht mir wahrscheinlich, dass sie in das Niveau der Schotter von der Bessa gehört.

Geringe Gletschergrösse in den piemontesischen Alpen. Schneegrenze.

Die Gletscherentwicklung, die wir in den piemontesischen Alpenthälern kennen gelernt haben, ist, wie auch unsere Kärtchen S. 700 und S. 721 lehren, ungleich geringer als die auf der andern französischen Seite des Gebirges. Während dort ein gewaltiger Eisstrom sich im Isèrèthal bis in das Alpenvorland erstreckte und ein sehr bedeutender das Durancethal bis an die Pforte der Provence erfüllte, haben wir es in Piemont durchschnittlich mit kurzen Gletschern zu thun, die nur in zwei Fällen die Poebene erreichten, vielfach aber selbst dann im Gebirge stecken blieben, wenn sie, wie die des Po und der Sesia, von sehr hohen Erhebungen herabkamen. Die ausserordentliche Gipfelhöhe im Bereiche jener Gletscher spielt offenbar für deren Grössenentwicklung nur eine untergeordnete Rolle. Massgebender ist, wie unsere Tabelle lehrt, die Länge des Thales. Je stattlicher dieselbe ist, desto mehr wird sie vom Gletscher eingenommen. Während die zahlreichen kurzen Thäler des Monvisogebietes nur zu zwei Dritteln ihrer Länge vom Eise erfüllt waren, waren die längeren der graischen Alpen bis fast bis zum Fusse des Gebirges vergletschert, und bloss die beiden längsten entsandten ihre Eismassen in die Poebene hinein. Wie regelmässig die Beziehung zwischen der Gletscherlänge und der Thallänge ist, erhellt aus folgender Zusammenstellung:

| | Mittlere Thallänge | Mittlere Gletscherlänge | |
|--------------------------|--------------------|-------------------------|---------------------|
| | | in km | in % der Thallänge. |
| Thallänge 0—25 km | 21 km | 11 km | 51 % |
| „ 25—50 km | 35 km | 26 km | 76 % |
| „ 50—75 km (ohne Tanaro) | 56 km | 47 km | 84 % |
| „ über 75 km | 96 km | 111 km | 116 % |

Die Ursache der uns in unserer Tabelle entgegentretenden Thatsachen ist un schwer zu verstehen. Je tiefer die Thäler in das Gebirge eindringen, desto grösser wird der Anteil relativ hohen Landes an ihrem Gebiete, desto grösser die Möglichkeit zur Entwicklung von Firnfeldern und damit einer stattlichen Vergletscherung. Orographische Ursachen, vor allem der ungemein steile Abfall der piemontesischen Alpen gegen die Poebene sind es in erster Linie, welche die Geringfügigkeit ihrer Vergletscherung bedingen. In zweiter Linie erst stehen klimatische Ursachen, die wir jedoch nicht unterschätzen dürfen. Denn wenn auch die eiszeitliche Schneegrenze am Abfalle der piemontesischen Alpen keineswegs besonders hoch und jedenfalls viel tiefer lag, als man nach der geringen Karentaltung des Gebirges mutmassen möchte, so lag sie doch im Norden höher als am Saume der französischen Alpen. Bei Biella fanden wir die eiszeitliche Schneegrenze um 300—400 m höher, als sie in gleicher Breite am Aussensaume der französischen Alpen zu mutmassen ist. Weiter südlich schwächt sich allerdings dieser Unterschied erheblich von der Stelle an ab, wo in Frankreich sich das rasche Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze gegen Süden hin fühlbar macht, und verkehrt sich schliesslich in das Gegenteil; denn am piemontesischen Abfalle findet kein beträchtliches Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze gegen Süden statt. Sie lag hier in den Seealpen kaum höher als bei Biella im Norden. Allerdings haben wir hier längs der ganzen Linie am Gebirgsabfalle eiszeitliche Gletscher, die uns zur Bestimmung jener Grenze dienen können, während sie in Frankreich bereits im Diois vom Rande des Gebirges verschwunden sind und

wir immer tiefer im Innern der Alpen gelegene Gletscher zur Festlegung der eiszeitlichen Schneegrenze heranziehen müssen, sodass der Anstieg derselben nach Süden sich mit dem allenthalben nach dem Innern des Gebirges hin nachgewiesenen paart. In Piemont hingegen haben wir im Norden Gletscher, die nach Süden, und im Süden solche, die nach Norden exponiert sind, zur Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze benutzt, und es könnte scheinen, als ob infolge der verschiedenen Expositionsverhältnisse der südliche Anstieg der Schneegrenze wett gemacht sei. Allein diese Annahme trifft nicht zu; auf der Südseite der ligurischen Alpen lag im Gebiete der Roja (vgl. S. 737) die eiszeitliche Schneegrenze nur unwesentlich höher als auf der Nordseite im Vermeagnathale, und auch wenn wir nur Südexpositionen in Rechnung ziehen, bleibt ihr Anstieg gegen Süden in Piemont ein viel geringerer als in Frankreich. Dies erhellt aus folgender Tabelle:

| Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze: | | | |
|--------------------------------------|--------------------------|--------|-------------------------|
| 45 $\frac{1}{2}$ °N. | Rhonethal ^{a)} | 1300 m | Biella 1600—1700 m |
| 45°N. | Vercors | 1400 m | Lanzo 1500—1600 m |
| 44 $\frac{1}{2}$ °N. | Dévoluy | 1700 m | Pellicethal 1700—1900 m |
| 44°N. | Verdonthal ^{b)} | 2000 m | Colledi Tenda 1800 m |
| Anstieg nach Süden | Frankreich | 700 m | Piemont 100—200 m |

^{a)} Kombiniert nach Vercors und Jura. ^{b)} im Innern der Alpen.

Wir werden bei Verfolgung unserer Studien sehen, dass sich östlich von Biella die eiszeitliche Schneegrenze langsam nach Osten senkt. Der Winkel des Alpen, abfalles in Piemont nördlich von Turin erscheint hiernach als ein Gebiet relativ zu grosser Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze.

Diese Grenze markiert sich in den piemontesischen Alpen morphologisch ebenso wenig wie in den französischen: Die Karsohlen bleiben so wie wir es bereits im Graisivaudan (S. 682) und im Dévoluy (S. 699) kennen gelernt haben, einige Hundert Meter über der eiszeitlichen Schneegrenze und können ebenso wenig wie in den nördlichen Ennsthaler Alpen (S. 241), wo sich gleichfalls unter ihnen an den Bergflanken ausgedehnte Moränen finden, zur Bestimmung der Schneegrenzhöhe herangezogen werden. Die Moränen sind in Piemont vielfach so bedeutend, dass sie auf den topographischen Karten grösseren Massstabes als solche ersichtlich werden. Sie sind es, welche die Betten der kleinen Gletscher in erster Linie kennzeichnen.

Gliederung des piemontesischen Quartärs.

Die Quartärbildungen der piemontesischen Alpen und ihres Vorlandes gliedern sich ganz ähnlich wie die auf der Nordseite der Alpen. In den Moränengebieten die wir näher untersuchen konnten, scheiden sich Alt- und Jungmoränen in derselben Weise von einander wie dort. Diese sind frisch nach Inhalt und Form, jene stark verwittert und bereits fluviatil abgeböscht; an der Serra trafen wir die ersteren über den letzteren. Beide Moränen verknüpfen sich mit Schottern; die der Jungmoränen bilden an den Flanken des Moränenamphitheaters von Ivrea Niederterrassen, die der Altmoränen Hochterrassen, während sich an der Stirnseite die Niederterrassenschotter, so wie wir es wiederholt gesehen, über die Hochterrassenschotter legen. Gleiches ist an der Stirnseite des Amphitheaters von Rivoli anzunehmen. Die beobachteten Verhältnisse am Tavoliere di Torino entsprechen im allgemeinen denen von der schiefen Ebene von München. Älter als die Doppelgürtel der Moränenamphitheater und ihre Schotter sind die Ablagerungen, welche die dazwischen gelegenen Hochflächen zusammensetzen. In Bezug auf ihre tiefgreifende Verwitterung, ihre Umwandlung in Ferretto haben wir ihnen nördlich der Alpen nichts zur Seite zu

stellen; ihr Auftreten von der Dora Riparia bis zur Sesia erinnert aber stellenweise, wie namentlich an der Stura di Lanzo und in den Barraggia zwischen Biella und Sesia an den nordalpinen Deckenschotter. Wie wir in diesem verschiedene Niveaus unterscheiden konnten, die uns schliesslich zur Unterscheidung von jüngerem und älterem Deckenschotter führten, so erkennen wir auch verschiedene Ferretto-Terrassen; aber die völlige Verwitterung des Materiales ist einer Auflösung des Ferretto in mehrere Horizonte beim dormaligen Stande unserer Kenntnis nicht günstig. Aus gleichem Grunde können wir auch noch nicht die Verknüpfung des Ferretto mit Moränen erweisen, so wie wir es für die nordalpinen Deckenschotter thun konnten, und müssen uns vor der Hand begnügen, lediglich zu erwähnen, dass der Charakter des Ferretto alpenwärts moränenähnlich wird. So fehlt es denn keineswegs an Anhaltspunkten, den Ferretto mit den Deckenschottern zu parallelisieren, die ja auch stellenweise gänzlich verwittert sind und uns als Rotkies entgegentreten. Aber das Auftreten des letzteren knüpft sich an die dünneren Partien des Deckenschotters; er hat selten 10 m Mächtigkeit; der Ferretto aber erlangt bei Mongrando z. B. Mächtigkeiten von über 80 m. Seine Verwitterung ist ungleich viel stärker, als die der Deckenschotter nördlich der Alpen. Ebenso sind aber auch die Altmoränen samt ihren Schottern viel mehr verwittert als die nordalpinen; Die Intensität der chemischen Verwitterung ist in Piemont viel grösser als wir bisher in den alpinen Glacialgebieten kennen gelernt haben.

Die Gliederung des piemontesischen Quartärs, zu der wir gelangen, hat nur wenig Berührungspunkte mit der von Sacco aufgestellten. Was er als Diluvium bezeichnet, erkannten wir bei Turin als Hoch- und Niederterrassenschotter, in der Gegend nördlich Ivrea bis Biella als Ferretto, am Saume des Amphitheaters aber teils als Hochterrassen- (Bessa), teils als Niederterrassenschotter (Caluso). Was er ferner als Terrazziano in die Zeit des Rückzuges der Vergletscherung verweist, lernten wir an den jüngeren Stirnmoränen des Balteagletschers als deren Übergangskegel kennen. Der Mehrzahl der Fälle nach entspricht in Piemont Saccos Diluvium, das er als fluviatiles Äquivalent der Moränen der Amphitheater erachtet, unserem Ferretto und Hochterrassenschotter, sein Terrazziano I, das er als postglacial ansieht, ausserhalb der Gletschergebiete unserm Niederterrassenschotter. Im insubrischen Gebiete werden wir hingegen sehen, dass Saccos Diluvium, Terrazziano I und II der Reihe nach unserm Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter gleich zu stellen sind.

Dagegen hat die Gliederung, die wir entwickelt haben, grösste Ähnlichkeit mit der von Stella aufgestellten. Er selbst hat bereits darauf hingewiesen, dass sein jüngeres, mittleres und älteres Diluvium der Reihe nach unserm Niederterrassen-, Hochterrassen- und Deckenschotter entspricht. Seine vorzüglich klaren Darlegungen lassen in der That erkennen, dass sich sein jüngeres Diluvium genau so verhält wie unser Niederterrassenschotter und sich ebenso mit Moränen verknüpft. Sein älteres Diluvium ferner wird in Piemont durch den Ferretto dargestellt, und es deutet keine Meinungsverschiedenheit an, wenn Stella diesem stellenweise einen glacialen Ursprung zuschreibt; wir werden selbst dafür noch Gründe beibringen. Endlich hat das mittlere Diluvium Stellas vor den Alpen genau dieselbe Lage wie unser Hochterrassenschotter bei Ivrea. Es bildet eine Terrasse zwischen dem Niederterrassenschotter und den Hochflächen des Ferretto.

Während nun aber Stella einen innigen Konnex seines jüngeren und älteren Diluviums mit Moränen erkennt, findet er keinen solchen zwischen diesen und seinem mittleren Diluvium. Er hält die Moränen der Amphitheater für Ablagerungen ein und derselben Vergletscherung. Er wird zwar gewahr, dass ein bemerkenswerter Sprung in der Entwicklung der Moränen bergwärts stattfindet; die äussern scheinen in das ältere Diluvium überzugehen und auf den ersten Blick älter zu sein. Er erklärt dies alles durch die Annahme, dass grössere Massen von älterem Diluvium in die äussern Moränen eingearbeitet seien. Das entspricht nicht meinen Beobachtungen. Die äusseren Moränen sind nur oberflächlich dem Ferretto ähnlich; in der Tiefe aber weichen sie immer von ihm ab, und ich kenne keine Stelle, wo sich hier die Einverleibung von Ferretto-

massen, die ja durchaus möglich ist, in ihnen nachweisen liesse. Indem Stella also kein glaciales Aequivalent zu seinem mittleren Diluvium nachweisen kann, hält er dieses für eine rein fluviatile Bildung, die gegenüber dem älteren Diluvium eine ähnliche Rolle spielt, wie das Alluvium gegenüber dem jüngeren Diluvium, und betrachtet es als interglacial. Diese Anschauungsweise ist auf unsere Hochterrassenschotter der Bessa nicht anwendbar; diese verknüpfen sich, wie wir gesehen haben, mit Altmoränen; sie ist aber auch in dem einen Falle, wo wir uns S. 754 mit den höheren terrassierten Anschwemmungen des Gebirges zu beschäftigen hatten, die Stella gleichfalls zu seinem mittleren Diluvium stellt, nicht unbedingt geboten: Wir suchten zu zeigen, dass das Mitteldiluvium im Pellicethale zwischen Villar und Torre einen fluvioglacialen Übergangskegel darstellt.

Wir werden auch weiterhin im padanischen Gebiete sehen, dass sich alle die Schotter, die sich zwischen die Niederterrassenschotter und die Hochflächen des Ferretto einschalten, als Aequivalente der Altmoränen erweisen; die Betrachtung der letzteren im Gardaseegebiet aber wird uns Gelegenheit bieten, uns mit den von Stella gemachten Einwänden gegen die Trennung von Jung- und Altmoränen zu beschäftigen.

Wie erfreulich nun auch die Übereinstimmung in der Dreigliederung der Quartärschotter durch Stella und uns ist, so bestehen in ihrer Anwendung noch mannigfache Differenzpunkte, wie ein Vergleich von Stella's geologischer Karte der lombardopiemontesischen Tiefebene in Th. Fischer, *La Penisola Italiana*, Rom 1902, S. 123 mit unserm Kärtchen lehrt. Allerdings scheidet Stella hier das mittlere Diluvium nicht aus und stellt es zum älteren; aber er weist diesem auch Ablagerungen zu, die wir, wie den Schotterkegel südlich von Biella, zum Niederterrassenschotter stellen.

Die Ebenen von Unter- und Ober-Piemont.

Das Auftreten der Quartärschotter in der piemontesischen Ebene ist unterhalb Turin ein anderes als oberhalb dieser Stadt; wir können daraufhin eine Ebene von Unterpiemont und eine solche von Oberpiemont unterscheiden. Unterhalb Turin tritt uns der Ferretto in Gestalt ausgedehnter, gewöhnlich sehr unfruchtbarer Hochflächen entgegen, welche die Überreste von grossartigen Schotterkegeln sind. Darenin eingesenkt sind die Hochterrassen- und die Niederterrassenschotter. Beide dachen sich meist erheblich langsamer ab als der steilfallende Ferrettokegel, und die Niederterrassen wiederum weniger als die Hochterrassen. Es gewinnen daher die jüngeren Schotter umso mehr an Breite, je näher man dem Po kommt; es bricht zunächst der Schotterkegel des Ferretto und dann der der Hochterrassen ab; schliesslich haben wir es nur mit einem einzigen grossen Schotterfelde zu thun, das in das Niveau der Niederterrassen gehört. Ein prächtiges Modell dieser Entwicklung bietet das Gebiet der Stura di Lanzo; einigermassen verwischt ist sie im Biellesischen, wo der Schotterkegel des Ferretto nur noch in Rudimenten erkennbar ist; ganz zerstört ist sie an den Stirnseiten der beiden Gletscher, welche sich in die Poebene ergossen; hier reicht das grosse einheitliche zum Niederterrassenschotter gehörige Feld bis an die Jung-Endmoränen heran und über die Hochterrassenschotter hinweg. Die Ferrettokegel fehlen hier gänzlich.

Oberhalb Turin beschränkt sich der Ferretto auf einen schmalen Saum am Fusse des Gebirges; die Thalmündungen des letzteren erscheinen als die Spitzen grosser flacher Kegel, die von Niederterrassenschottern gebildet werden und zum grossen Schotterfelde von Oberpiemont verwachsen. Darunter schneiden nach Saccos Angaben beim Austritte aus den Alpen die Maira, die Stura di Cuneo und der Gesso ganz ebenso wie der Cervo bei Biella Diluvium an; wir haben es daher hier wahrscheinlich mit einer Überlagerung des Niederterrassenschotter auf Hochterrassenschotter zu thun. Diese Entwicklung dürfte dadurch bedingt sein, dass sich der Gletscher der Dora Riparia westlich Turin bis in die Poebene hineinschob und seinen Schotterkegel quer

über dieselbe hinwegbaute. Er hindert heute noch die Flüsse oberhalb Turin in die Tiefe zu arbeiten; sie fließen hier allesamt im Niveau der Ebene; gleiches wird in den Interglacialzeiten geschehen sein, sodass in den Eiszeiten die fluvioglacialen Geröllbildungen übereinander geschüttet und nicht so ineinander geschachtelt wurden, wie dort, wo der Betrag der interglacialen Erosion grösser ist als der der eiszeitlichen Zuschüttung.

Im Schotterfelde Oberpiemonts sind an einigen Stellen oberhalb Turin Elephasreste gefunden worden; Portis verweist die von Carignano zu *Elephas antiquus* Falc. und den von La Loggia sicher zu *Elephas primigenius* Blumb. (*Di alcuni avanzi elefantini fossili scoperti presso Torino. Boll. Soc. geol. ital. XVII. 1898. S. 94.*)

Während in der unterpiemontesischen Ebene die Niederterrassenschotter umso grössere Verbreitung haben, je weiter sie sich von den Alpen entfernen, heben sich in Oberpiemont dort, wo die Ebene an das subappenninische Hügelland stösst, höhere Felder älterer Schotter aus ihnen hervor. Es verhalten sich also die beiden Teile der piemontesischen Ebene in Bezug auf die Anordnung ihrer jüngeren und älteren Schotterfelder gerade entgegengesetzt: was im unteren Teile den Alpen benachbart ist, ist im oberen von ihnen entlegen und umgekehrt. Die Hochflächen der älteren Schotter Oberpiemonts begleiten die linke Seite des Tanaro bis dorthin, wo er die Poebene verlässt. Die höheren von ihnen, der Pian del Bosco östlich von Fossano und die Hochfläche des kleinen Rio Banale westlich von Carrù, werden von einer Decke von Ferretto gebildet, der an ihren Südspitzen bei Trinità und nach Sacco¹⁾ bei Perucca gut aufgeschlossen ist. Darüber breitet sich ein rüthlicher, vielfach eisenschüssiger Lehm, den Sacco wie all den Lehm auf dem Ferretto als Löss bezeichnet. Auffällig ist die Geringfügigkeit des Gefälles dieser Ferrettotafeln; die des Pian del Bosco hält sich auf grössere Entfernungen in 400 m, die des Rio Banale in 420 m Höhe. Nahe liegt der Gedanke, dass Schichtenstörungen hier das ursprüngliche Gefälle gemindert haben. Tiefer liegt die Hochfläche, die sich von Fossano am linken Ufer der Stura nordwärts zieht. Sie bleibt etwa 30 m unter der Hochfläche des Pian del Bosco; Ferretto fehlt wenigstens bei Fossano auf ihr, sie besteht hier aus nicht völlig zersetztem Gerölle, über das sich brauner Lehm breitet. Zwischen die genannten drei inselförmigen Hochflächen erstrecken sich mit einheitlicher Gefällsentwicklung Ausläufer des grössen Schotterkegels von Cuneo bis an den Tanaro; einer folgt dem Laufe des Pesio nach Carrù, der andere der Mondalavia nach Bene, der dritte der Stura nach Cherasco. So können wir denn auch an der subappenninischen Flanke der Poebene jene drei Schotter unterscheiden, die wir an der alpinen bereits kennen gelernt haben, nämlich Niederterrassenschotter längs der genannten drei Ausläufer, Hochterrassenschotter in der Hochfläche von Fossano, Ferretto in der des Piano del Bosco und in der von Banale, und wir treffen diese Schotter hier ebenso wie in Unterpiemont ineinander geschachtelt.

Sacco stellt die Schotter aller drei Hochflächen zu seinem Sahariano (Diluvium), die der Ausläufer des Schotterkegels von Cuneo hingegen zu seinem Terrazziano, zu dessen Aufstellung er hier gelangte. Abstufungen auf jenen Hochflächen veranlassten ihn jedoch, hier ein jüngeres Sahariano zu unterscheiden; ich hatte nicht Gelegenheit, die einschlägigen Verhältnisse kennen zu lernen. Es sei erwähnt, dass bei Fossano auch die Niederterrasse abgestuft ist; eine niedrige Terrasse begleitet hier die in die Niederterrasse eingeschnittene Stura. Auch weiter südlich in

1) Sulla costituzione geologica degli Altipiani isolati di Fossano, Salmour e Banale. *Annali R. Accad. d'agric. di Torino XXIX. 1886.*

der Gegend von Mondovi lassen sich zwei verschiedene Schotterterrassen über dem Niveau der Niederterrassen erkennen. Da sind westlich Mondovi die Hochflächen von Merlo (480 m) und von Roracco (520 m); die letztere besteht nach Sacco aus Ferretto, die erstere hingegen stelle kein echtes Diluvium dar; Sacco erblickt in ihr einen Übergang vom Diluvium zum Sahariano (Bac. quart. S. 596); ich glaube, dass eine Hochterrasse vorliegt.

Anzapfung des Tanaro.

Die drei Äste des oberpiemontesischen Niederterrassenfeldes, die sich zum Tanaro ziehen, begleiten denselben nur bis Brà. Hier schwenkt der Fluss in das piemontesische Tertiärhügelland ein; die Terrassen aber bleiben draussen und ziehen nordwärts wieder zu jenem Felde hin. Unverkennbar hat der Tanaro erst nach Aufschüttung desselben, also nach der Würm-Eiszeit, seinen heutigen Weg nach Asti und Alessandria gefunden. Die Ursache seiner Ablenkung erkennen wir in folgendem: Bei Brà drängen sich die reichen Thalverästelungen des subappenninischen Hügellandes bis dicht an die viel höher gelegene Ebene Oberpiemonts heran. Ihre rückwärtige Erosion brachte die Scheide gegen letztere zu Falle, und der Tanaro konnte über die gefallene Scheide ostwärts abbiegen. Dadurch legte er seine Erosionsbasis um 80 m tiefer, er wurde nunmehr gleich der ihm zufließenden Dora in der Poebene zu einem energischen Thalbildner. Beide Flüsse sind heute tief in das Schotterfeld Oberpiemonts eingeschnitten und legen, da die Mächtigkeit der quartären Aufschüttungen auf der subappenninischen Seite ziemlich gering ist (10 bis 20 m), deren Grundgestein in ansehnlicher Höhe bloss.¹⁾

Lücke zwischen padanischem Pliocän und Quartär.

Längs des Tanaro treffen wir unter den Quartärschottern vornehmlich Miocän und an der Stura aufwärts bis Montanera Pliocän²⁾. Die blauen Mergel des Piacentino und die gelben Sande des Astiano reichen an letzteren bis wenige Kilometer unterhalb Fossano; dann kommt eine marine Geröllbildung, von Sacco als Fossaniano bezeichnet, und schliesslich eine fluviatile Ablagerung, bestehend aus Sand, Thon und Geröll. Sacco stellt sie mit Recht zum Villafranchiano Pareto, welches sich weiter nördlich bei Villafranca d'Asti in ganz ähnlicher Weise an das marine Pliocän anschliesst, allerdings keine Geröllbänke enthält. Der ganze Komplex der Pliocänschichten von Fossano ist deutlich gestört und fällt, wie man an der grossen Plaicke unterhalb Fossano erkennen kann, entschieden westwärts mit einer Abweichung nach Norden. Dagegen senken sich alle unsere Quartärterrassen nordwärts mit einer Abweichung nach Osten. Es ist eine ausgesprochene Diskordanz zwischen ihnen und ihrer Unterlage vorhanden, welche auch auf Saccos geologischer Karte der Umgebung von Fossano deutlich hervortritt: Sie zeigt den Ferretto von Banale auf Piacentino, den vom Pian del Bosco erst auf Astiano, dann auf Fossaniano und schliesslich auf Villafranchiano; er kommt auf umso jüngeres Pliocän, je weiter wir ihn nach Nordwesten verfolgen. Es klafft eine Lücke zwischen dem jüngsten padanischen Pliocän und dem ältesten padanischen Quartär.

1) Die Anzapfung des Tanaro bei Brà erwähnt auch Rovereto. *Geomorphologia delle Valli Liguri*. 1904. S. 42. (Anmerkung während des Satzes.)

2) Sacco. *La valle della Stura di Cuneo*. *Atti Soc. ital. di Sc. nat.* XXVIII 1865. S. 215. 269.

II. Die insubrischen Gletscher.

Übersicht. Geschichtliches. Gletscherhöhe im Gebirge, Zuströmen und Abfließen des Eises über Pässe. Diffluenz des Tessingletschers. Diffluenz des Addagletschers. Das Gebiet von Lugano-Verbreitung des erratischen Materials. Die Gletscherzungen.

Die insubrischen Moränenamphitheater. Jung- und Altmoränen. Nieder- und Hochterrassenschotter. Interglacialer Torf. Ferretto und Ceppo. Ferrettomoränen. Anzeichen verschieden alten Ferrettos.

Bau der Moränenamphitheater. Aufbau der Poebene südlich der Amphitheater.

Die Gletscherzungen des insubrischen Gebietes. Die Zunge von Orta. Die luganesischen Gletscherzungen. Die Zunge von Brivio. Die Zunge von Valsassina.

Wechsel in der Bedeutung der Gletscherzungen. Parallelisierung und Alter der eiszeitlichen Schichtfolge. Aufstauung des Langensees durch die Quartärbildungen.

Übersicht.

Während sich in Piemont zahlreiche Thäler unter einander parallel vom Kamme der Alpen zur Poebene herabziehen, findet an der Grenze von Piemont und der Lombardei ein eigentümliches Zusammenstrahlen von solchen innerhalb des Gebirges selbst statt. Von der Monterosagruppe im Westen und von der Ortlergruppe im Osten laufen Thäler einander entgegen: Von dieser kommt das Veltlin, das auf eine weite Strecke als ausgezeichnetes Längsthal entgegentritt; von jener ziehen sich mehrere Thäler herab, unter denen das von Macugnaga kommende Anzascathal das grösste ist. Doch diese gegeneinanderlaufenden Thäler erreichen einander nicht. Die Adda biegt an der Mündung der Maira um und quert im Comosee (oder Lario) die vorgelagerten Teile der Alpen. Die Monterosathäler aber werden dem im St. Gotthardgebiete wurzelnden Tocethale tributär, und dieses seinerseits mündet im Langensee (oder Verbano) in die grosse Querthalfurche des Tessin, der bereits mehrere vom Hauptkamme des Gebirges kommende Flüsse in sich aufgenommen hat. So kommt es denn, dass die Thäler des Comosees und des Langensees Einzugsgebiete besitzen, die sich von ihnen aus fächerförmig im Gebirge ausbreiten. Eine solche Entwicklung ist im Verein mit der Ansehnlichkeit der zugehörigen Erhebungen für das Zustandekommen einer beträchtlichen Vergletscherung äusserst günstig; im Langenseethale und Comoseethale haben sich die Gletscher bis in die Poebene ergossen, nachdem sie untereinander in mannigfaltiger Weise in Berührung gekommen waren. Der Scheidegrat zwischen dem Tessin- und Addagebiete hört nämlich nördlich vom Luganosee (oder Ceresio) auf und weicht einem mannichfaltig aufgelösten Berglande, dessen Höhen 2000 m nirgends überschreiten. Dieselben vermochten keine eigene Vergletscherung von grösserem Umfange zu erzeugen. Das Bergland von Lugano wurde von den benachbarten mächtigen Eisströmen überflutet, und es entstand hier zwischen Adda- und Tessingletscher ein Eisstromnetz von ähnlicher Art, wie es uns in den nördlichen Kalkalpen von Bayern, Nordtirol und Salzburg entgegengetreten ist. Durch zahlreiche Pforten streckten die verschmolzenen Gletscher Arme aus den Alpen heraus, vor welchen sie sich jedoch zwischen den mächtigeren aus dem Langensee- und Tessinthale gekommenen Eismassen nicht zu behaupten vermochten. Diese letzteren waren so stark, dass sie auch in die westlich und östlich gelegenen Seitenthäler eindringen konnten. Sie veranschaulichen in ausgezeichneter Weise, wie im höheren Gebirge die Eisströme durch ihre Konfluenz so riesige Masse erhalten, dass sie sich im niedrigen Gebirge dann fächerförmig auszubreiten vermögen. Eine solche Diffluenz ist uns mehr oderweniger deutlich bereits auf der Nordseite der Ostalpen, am ausgeprägtesten im Gebiete der österreichischen Traun entgegengetreten; während aber dort die in

den Alpen fächerförmig ausgebreiteten Eismassen so hoch angeschwollen waren, dass sie im Gebirge grösstenteils unter Firnbedeckung lagen, gehört hier die Diffluenz der Gletscher bereits überwiegend, wenn nicht ganz in das Bereich der Gletscherzungen; sie bringt zwei im Firngebiete recht scharf von einander getrennte Eisströme in solch innige Verknüpfung, dass ihre Zungen als eine einheitliche Vergletscherung entgegen-treten. Wir nennen diese die *insubrische*; denn die Seen, die sich in ihren Zungen-becken erstrecken, hat F. A. Forel¹⁾ bereits in glücklicher Weise als *insubrische* zusammengefasst. Es ist das Land der alten Insubrier, in dem Tessin- und Adda-gletscher mit einander verschmolzen.

Geschichtliches.

Die Spuren der *insubrischen* Vergletscherung haben frühzeitig schon die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt. Villa berichtet, dass er bereits 1832 nach seinem ersten Besuche der *Monterosa-gletscher* den Eindruck hatte, dass sich in der *Brianza* Moränen befänden (*Escursioni geologiche fatte nella Brianza. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XXVI. 1884. S. 272* vergl. S. 387); aber erst 1844 nach dem Erscheinen der Arbeiten von Charpentier und Agassiz wagte er dies in seiner „*Memoria geologica sulla Brianza*“ (Mailand) auszusprechen. Eine ganz vorzügliche Darstellung der Verbreitung der alten Gletscher hat sodann 1861 Omboni gegeben (*I ghiacciaj antichi e il terreno erratico di Lombardia. Atti Soc. ital. di Sc. nat. III. 1861*), nachdem er zuvor die einschlägigen Ablagerungen besprochen hatte (*Sul terreno erratico di Lombardia. Ebenda II. 1860*). Später hat sich namentlich Stoppani mit der *insubrischen* Vergletscherung beschäftigt, und hier, wie wir S. 747 berichteten, seine Ideen über das *pliocäne* Alter der Eiszeit entwickelt. Wirksamer hat Taramelli in die Erforschung unseres Gebietes eingegriffen. Wir haben bereits S. 749 seiner Arbeit über den Ferretto, die wir im folgenden als Taramelli I zitieren werden, seines Beitrages zur geologischen Karte der Schweiz (Taramelli II) und seines Werkes über die drei Seen (Taramelli IV) gedacht, welch letzterem eine Monographie des Tessingebietes vorausgegangen ist (*Note geologiche sul bacino idrografico del Ticino. Boll. Soc. geol. ital. IV. 1885*, zitiert als Taramelli III), und haben hier nur noch zu erwähnen, dass seine Monographie der drei Seen ein reiches Litteraturverzeichnis enthält. Saccos einschlägige Arbeiten sind: *L'anfiteatro morenico del Lago Maggiore (Annali della R. Accademia d'Agric. di Torino XXXV 1892*, zitiert als Sacco I) sowie *Gli anfiteatri morenici del Lago di Como (Ebenda. XXXVI. 1893*. Zitiert als Sacco II.) Während des Satzes dieses Bogens hat ferner Wilmer „*Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Addagletschers*“ veröffentlicht (Dissertation Bern 1904). Weitere Einzelbeiträge zur Kenntnis des *insubrischen* Moränengebietes führen wir im Texte an und bemerken hier nur noch, dass Favres „*Carte des anciens glaciers de la Suisse*“ sich nicht auf das Tessingebiet erstreckt, wie die genauere Titelan-gabe auf Blatt I verrät (*Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses*), dass ferner das von Spreafico, Negri und Stoppani bearbeitete Blatt XXIV der geologischen Karte der Schweiz die Moränen nicht ausscheidet.

Meine eigenen Untersuchungen im Bereiche der *insubrischen* Vergletscherung wurden 1892 im Verein mit Léon du Pasquier begonnen und 1894 fortgesetzt. 1892 besuchten wir namentlich das Addathal, den Como- und Luganosee, 1894 das Gebiet des Langensees, wohin wir dann im Anschluss an den Geologenkongress von Zürich eine Glacialexkursion führten. 1899 habe ich sodann das Gotthardgebiet, 1902 das Veltlin berührt und im Frühjahr 1904 die früheren Beobachtungen im Bereiche der *insubrischen* Gletscherzungen bis in das Tessinthal hinauf systematisch ergänzt. Es ist mir dabei vergönnt gewesen, mit meinem hochverehrten Kollegen T. Taramelli zwei Tage im Gebiete des Langensees, und deren drei im Bereiche der *Brianza* gemeinsam zu wandern. Dabei hat sich eine erfreuliche Übereinstimmung in unserer Auffassung und Deutung der einzelnen Schichtglieder herausgestellt; dankbar gedenke ich der Stunden, die ich mit dem verehrungswürdigen italienischen Geologen verbracht habe.

Gletscherhöhe im Gebirge. Zuströmen und Abfließen des Eises über Pässe.

Gering ist unsere Kenntnis über die Eishöhen am Ursprungsgebiete der *insubrischen* Vergletscherung. Allem Anschein nach hat sie südlich vom Hauptkamme

1) *Ricerche fisiche sui laghi d'Insubria. Rend. R. Ist. Lomb. (2) XXII. 1889.*

der Alpen nicht die Höhen erreicht, wie nördlich von demselben, sodass auf den Pässen des Hauptkammes ein Überfließen des Eises in das insubrische Gebiet stattfand. Festgestellt ist dies bisher nur für einen Pass, den St. Gotthard. Stapff¹⁾ hat gezeigt, dass ihn ein Teil der Eismassen des obersten Reusstales passierte. Sie haben die Passhöhe in eine grossartige Rundbuckellandschaft verwandelt und zwischen den einzelnen Buckeln flache Wannen ausgeschliffen, welche nunmehr die Seen des Passes bergen. Meine Beobachtungen bestätigen durchaus die von Stapff, wonach es nur der aus dem Lucendrothale gekommene Gletscher gewesen ist, der nach Süden überfloss; denn bereits 5 km nördlich vom Passe zeigen Gletscherschliffe an der Wegkehre oberhalb des Mätteli an, dass sich hier das Eis des Reusstales nordwärts bewegte; die Eisscheide dürfte etwa dort gelegen gewesen sein, wo heute die Kantone Tessin und Uri aneinander stossen und die Sprachgrenze verläuft.

Die geschilderten Gletscherspuren rühren wahrscheinlich nicht aus dem Maximum der Eiszeit her. Nicht nur spricht die ausserordentliche Frische der Schrammen auf der Passhöhe für ihre Entstehung in später Zeit, sondern auch der Umstand, dass sie am Südbafalle des Gotthard bis in das Tessinthal hinein südwärts laufen; erst 200 m über Airolo (1179 m) schmiegen sie sich der Thalrichtung an. Das setzt zur Zeit des Überfliessens einen relativ kleinen und wenig mächtigen Tessingletscher voraus, der durch einen Zufluss leicht zur Seite gedrängt werden konnte. In der Hocheiszeit aber muss das Thal bis hoch hinauf mit Eis erfüllt gewesen sein; nach den Geländeformen schätze ich die Höhe der oberen Gletschergrenze bei Airolo auf mindestens 2100 m, bei Biasca zu über 1900 m. Es stand also südlich vom Gotthard 400 m tiefer als nördlich von demselben (vergl. S. 604); ein Überfließen nach Süden musste daher auch zur Hocheiszeit stattfinden.

Zu wesentlich kleineren Zahlen für die Höhen des Tessingletschers ist Stapff gelangt; er bestimmte das obere Eisniveau vornehmlich nach Gletscherschliffen und nahm es dort an, wo er die höchsten in der Thalrichtung laufenden Schrammen fand. Zur Kontrolle dienten ihm die Schliffe der Seitengletscher: so weit diese quer zur Richtung des Hauptthales verlaufen, sei dieses von seinem Gletscher nicht erfüllt gewesen. Die verschiedenen Phänomene, die uns zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze dienen, zieht Stapff nicht in Betracht; er würdigt ferner zu wenig die Zustände, die in der Postglacialzeit eingetreten sind, und kommt daher zur Annahme eines sehr wenig mächtigen Tessingletschers, der oberhalb Biasca mit 800—900 m Höhe erheblich hinter den Höhen zurückblieb, die weiter abwärts für ihn ermittelt sind.

Gleich dem Gotthardpasse trägt der St. Bernhardinpass (2063 m) in zahlreichen vom Siegfriedatlas charakteristisch wiedergegebenen Rundhöckern und Seen die Spuren eines einstigen Eisüberganges, der nach der Gesamtkonfiguration nach Süden gerichtet war. Dass ferner auch der Maloja- und Berninapass zwischen Engadin und Veltlin von mutmasslich südlich gerichtetem Eise überschritten wurde, erwähnten wir bereits S. 274, und Brückner berichtete S. 606, dass der Simplon von einem Aste des Rhonegletschers passiert wurde.

Fehlt es sohin nicht an Anzeichen dafür, dass die insubrische Vergletscherung von Norden her Zuflüsse aus andern Gletschergebieten erhalten hat, so hat sie an einer Stelle auch Eismassen an Nachbargebiete abgegeben. Der vom Veltlin zum Ogliothale führende Apricapass (1181 m) ist, wie zahlreiche Rundhöcker und Gletscherschliffe erweisen, von einem mächtigen Gletscherarme ostwärts überschritten worden. Die Geländedarstellung auf den italienischen Karten lässt mutmassen, dass das Eis hier bis etwa 2200 m angeschwollen war und in der stattlichen Breite von 12 bis 13 km zwischen der Cima Bella (2449 m) und dem M. Palone (2538 m) passierte.

Diffluenz des Tessingletschers.

Dort, wo die insubrischen Gletscher in das Bereich des in einzelne Gruppen aufgelösten niedrigen Berglandes kamen, war ihre Oberfläche bereits auf rund 1600 m Höhe

1) Geologische Beobachtungen im Tessinthal. 3. Gletscher. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXIV. 1882. S. 511.

herabgesunken. Ihre Diffuenz erfolgte also unterhalb der Schneegrenze, die wir nach unsern Beobachtungen in Piemont am Saume des Gebirges nicht tiefer als in 1600 bis 1700 m ansetzen dürfen. Der Tocegletscher entsandte bereits bei Domodossola einen Arm in den Thalzug von Vigizzo, in den von Osten her auch ein Ast des Tessingletschers eindrang. Wir haben hier wohl eine ziemlich bewegungslos daliegende Eismasse anzunehmen, deren Höhe 1400 m überschritten hat. Ein zweiter Ast löste sich bei Grvellona von dem noch 900 m Meereshöhe überschreitenden Tocegletscher los und drang durch das Ortaseethal bis fast zur Poebene vor; der Hauptstrang vereinte sich in 900 m Höhe mit dem Tessingletscher im Bereiche der Weitung des Langensees. Die obere Grenze des Tessingletschers dürfte in der Gegend zwischen Bellinzona und Locarno, nach den Oberflächenformen zu urteilen, kaum tiefer als 1600 m hoch gelegen gewesen sein. Er hatte seinen ersten Ast über den 553 m hohen Pass des Monte Ceneri in das Luganogebiet entsendet, einen zweiten dann, wie erwähnt, dem Tocegletscher durch Centovalli ins Val Vigizzo entgegengestreckt, dessen Eis mit ihm auch über den Piano del Sale zusammenhing. In die bei Intra mündenden Seitenthäler ist er nicht eingedrungen; Taramelli, der dies berichtet (III S. 62), mutmasst hier Lokalgletscher. Dagegen flutete der Tessingletscher in das niedere Bergland hinein, das südlich Luino zwischen dem Langensee und dem Luganosee liegt; er reichte südlich Luino noch bis 1100 m Höhe, konnte daher längs der Tresa noch einen weiteren Ast in das Luganer Gebiet erstrecken; aber seiner weiteren Verbreitung dahin setzten die Berge nördlich Varese Schranken; er hat diese nicht mehr überschreiten können. Noch bis über 900 m angeschwollen, trat er dann zwischen Laveno und Stresa aus den Alpen heraus und breitete sich hier fächerförmig über das flache seenreiche Land aus, welches an der Ostseite des Langensees rechtwinklig in den Alpenabfall hineinspringt; nach Osten reichte er bis Varese, am Tessin bis unterhalb Somma, im Westen endlich berührte er sich zur Zeit seiner grössten Entfaltung mit dem Eise, das durch das Ortaseethal gekommen.

Diffuenz des Addagletschers.

Geradezu typisch ist die Diffuenz des Addagletschers. Im oberen Teile des Comosees hat er, wie Wilmer gezeigt hat, 1600 m Höhe noch überschritten. Er gabelte sich dann dort, wo sich der See in zwei Arme spaltet, und entsandte zunächst einen Ast ostwärts ins Valsassina, wo derselbe im Gebirge endete. Ein zweiter Ast folgte dem Seearme von Lecco. Anfänglich noch bis fast 1300 m Höhe reichend, trat dieser Ast im Westen aus dem trogähnlich eingeschnittenen Seethale heraus und drang weit in die Alta Brianza ein, — so nannte C. Schmidt das zwischen den beiden Armen des Comosees gelegene Hochland. Hier hat ein Ausläufer in rund 700 m Höhe den Alpenrand erreicht, wo er mit Adda-Eis zusammentraf, das dem Leccoarme des Comosees gefolgt war. Dieses war bei Lecco bereits auf 800 m herabgesunken und konnte daher nicht mehr die Höhen überwinden, die sich unterhalb jener Stadt am rechten Addaüfer einstellen. Es gabelte sich an denselben. Ein breiter Ast schwenkte nach Südwesten ab, einer Bahn folgend, die durch den See von Annone gekennzeichnet ist, traf mit dem durch die Alta Brianza gewanderten Ausläufer zusammen und breitete sich mit diesem über das flache seenreiche Hügel-land der Brianza fächerförmig aus, das ähnlich dem Hügellande der Seen von Varese rechtwinklig in den Alpenabfall einspringt. Ein schmälere Ast erstreckte sich im Addathale bis unterhalb Brivio, wo letzteres aus den Vorbergen in das ebene

Land tritt; er ist im Osten und Westen in dessen Seitenthäler eingedrungen und hat sich im Westen mehrfach mit dem Eisfächer der Brianza berührt. Der dritte grosse Ast des Addagletschers folgte dem Seearme von Como; anfänglich war er noch so hoch angeschwollen, dass auch er weit in die Alta Brianza hineinreichte, wo er sich mit dem Leccoaste begegnete, und über das Thalgebiet von Intelvi in das Luganogebiet gelangte; aber im engen Seethale nahm seine Höhe rasch ab, und bei Como betrug sie gerade 800 m. Unter solchen Umständen ist es bedeutungsvoll, dass sich quer vor den Ausgang des Comoseethales der Molasserücken des Sasso Cavallasco (603 m) legt. Letzterer konnte zwar noch gerade vom Eise überflossen werden, aber bewirkte doch eine Spaltung desselben. Ein Ast schwenkte südöstlich ab und breitete sich dann vor dem Gebirge eine Strecke weit bis in die Gegend von Cantù aus; ein anderer umging den Sasso Cavallasco bei Chiasso im Westen, um sich dann auch, allerdings bescheidener als sein Nachbar, im Vorlande zu entfalten. Zur Zeit der grössten Eisausdehnung verschmolzen hier die beiden Äste von Como und Cantù zu einem grossen Eisfächer, welcher mit dem verbanischen gar nicht, mit dem der Brianza nur sehr wenig in Berührung stand; später blieben sie getrennt. Der vierte grosse Ast des Addagletschers floss über den niedrigen Sattel von Porlezza (377 m) in das Gebiet von Lugano.

Das Gebiet von Lugano.

Von zwei Seiten her ergossen sich also Eismassen in das Gebiet von Lugano. Von Norden her kam über den Monte Ceneri ein starker Ast des Tessingletschers, dem ein zweiter längs der Tresa zufloss; von Osten kam über den Sattel von Porlezza ein Hauptarm des Addagletschers und ausserdem durch das Thalgebiet von Intelvi Eis vom Comoarme. Diese Eismassen stiessen im weiten Becken von Lugano zusammen und erfüllten dasselbe, wobei sich jedoch das Tessin-Eis an die westliche Thalfurche des Beckens hielt, die sich vom M. Ceneri aus durch die westliche Wanne des verwickelt gestalteten Luganer Sees südwärts zieht, während das Adda-Eis dem östlichen Arm desselben folgte. Die Oberfläche der vereinten Eismasse hat sich rasch nach Süden gesenkt; während sie im Norden noch den aussichtsreichen M. S. Salvatore (915 m) bei Lugano überflutete, so dass hier auf weite Strecken Tessin- und Adda-Eis unmittelbar in Berührung traten, war sie im Süden schon auf 500 m Höhe herabgesunken und gabelte sich daher entsprechend den beiden Seethälern; ein Arm zog sich von Porto Ceresio südwärts in der Richtung auf Varese, wo er zur Zeit seiner grössten Entfaltung mit dem Langenseegletscher zusammenstiess, ein anderer, mit Adda-Eis, zog sich über Capolago hinaus gegen Süden, traf hier mit dem Chiassoaste des Comogletschers zusammen, der ihn nach Südwesten verschleppte, sodass er schliesslich neben den von Porto Ceresio gekommenen Aste zu liegen kam. Zur Zeit ihrer grössten Ausdehnung reichten beide Ausläufer der Vergletscherung von Lugano gerade bis an die Poebene heran und schlugen eine Brücke zwischen dem verbanischen Eisfächer und dem von Como; zur Zeit der letzten Vergletscherung war diese Eisbrücke bei Varese unterbrochen, und die aus dem Becken von Lugano gekommenen Eismassen hingen lediglich mit dem Comogletscher zusammen.

Verbreitung des erratischen Materials.

Die hier geschilderte Eisverbreitung im insubrischen Gebiete ist bereits von Omboni auf Grund des erratischen Materiales erkannt worden. Er hat gezeigt,

dass Gesteine des Tessingebietes von Norden, solche des Addagebietes von Osten her in das Becken von Lugano verfrachtet worden sind; er zeigte ferner, wie das Material des Tocethales an die rechte Flanke des unteren Langensees und wie das der Bernina in die Alta Brianza gelangt ist, während das von der linken Seite des Veltlin links vom Comosee bleibt. So weit die immerhin spärlichen Angaben über die erratischen Höhen unseres Gebietes erkennen lassen, konnte es nicht anders sein. Das Gebiet von Lugano bildete zwischen zwei kräftigen Gletschern, die sich mit einem Gefälle von 20—25‰ gegen den Alpenrand hin senkten, eine flache Eismulde, die um 100 bis 200 m von den rechts und links gelegenen Gletschern überragt gewesen zu sein scheint.

Wir entnehmen dies folgenden Angaben:

Westufer des Langensees:

Erratische Blöcke auf der Costa di Faedo (1409 m) östlich S. Maria Maggiore im Vigezzothale. Traverso, *Geologia dell' Ossola*; Genua 1895. S. 177.

Erratisches Material auf dem Piano del Sale 935 m. Traverso a. a. O. Beobachtungen von Brückner.

Erratische Blöcke auf der Alpe della Colma 900 m. Barètti e Sacco, *Il Margozzolo*. Boll. Club. alp. ital. 1884. S. 1. (119).

Erratische Blöcke beim Anstiege von Stresa zum Mottarone etwas über 900 m. Baltzer, *Glacialgeologisches von der Südseite der Alpen*. Mitt. d. Naturf. Gesellsch. Bern 1892.

Ostuferr des Langensees:

Erratische Blöcke auf dem Monte Colonne (M. Pian della Nave 1059 m der Carta del Regno d'Italia), nicht aber auf dem M. Nudo (1235 m). Taramelli III. S. 78.

Gegend von Lugano:

Gegend von Porlezza, 1300 m. Obere Grenze des Glacialen. Repossi bei Taramelli IV. S. 94.

Erratische Blöcke auf dem M. S. Salvatore 915 m. Penck.

Erratischer Schutt, Belvedere oberhalb Lanzo 1050 m. Baltzer a. a. O.

Südseite des Generosogebietes 500 m, obere Grenze des Glacialen. Repossi bei Taramelli IV. S. 94.

Comosee oberhalb der Gabelung:

Erratische Grenzen nach Wilmer. Monte Berlinghera nördlich des Sees 1700 m; Monte Legoncio östlich Dorio 1550 m, Cima la Grona westlich und M. di Muggio östlich Bellano 1400 m.

Westseite des südlichen Comosees:

Intelvithal. Das Eis reichte bis 1189 m. Corti, *Il terreno quaternario di Valle d'Intelvi*. Corriere di Domenica 1892. Como. Referat. Boll. Com. geol. XXIV. 1893. S. 191. Vergl. auch Repossi a. a. O.

Alta Brianza:

Erratische Funde am Monte S. Primo bis 1250 m (Wilmer a. O.) und in 1200 m im Einzugsgebiete des Baches von Nesso. Corti, *Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla regione compresa fra i due rami del lago di Como*. Boll. Soc. geol. ital. XI. 1893. S. 111. (194).

Moräne zwischen Brunate und dem Friedhofe, 725 m. Carta del Regno. Corti a. a. O. S. 196. Letzter Block bei 800 m, Wilmer a. a. O.

Moräne bedeckt mit erratischen Blöcken bei Caslino rechts vom Lambrothale. Corti a. a. O. S. 192.

Ostseite des Leccosees:

Erratische Blöcke im Sattel, 1247 m, zwischen Cima dei Pianchit und La Tagliata. Östlich von Lierna. Philippi, Ein Beitrag zur Kenntnis des Aufbaus und der Schichtfolge des Grignagebirges. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XLVII. 1895. S. 665.

Glacialablagerungen bei den Hütten von Costa im Bionethale in 800 m Höhe, östlich Lecco. Philippi, Geologie der Umgebung von Lecco. Ebenda. XLIX. 1897. S. 318 (364).

Erratische Blöcke bei Concenedo, südlich Introbio in Valsassina, mindestens bis 950 m Penck.

Taramelli hat für einen Teil unseres Gebietes hervorgehoben, dass die erraticen Blöcke erheblich höher reichen als die zusammenhängenden Moränen, und die Frage aufgeworfen, ob beide von ein- und derselben Vergletscherung oder von verschiedenen herrühren (III. S. 74). Letzteres kann in der That der Fall sein; wir werden am Iseosee und Gardasee über den würmeiszeitlichen Ufermoränen noch ältere begegnen. Für das insubrische Gebiet fehlen uns aber noch sichere Anhaltspunkte zur Entscheidung der Frage; es ist uns noch nicht möglich, die voraussichtlich zusammenhängend gewesenen Ufermoränen der letzten Vergletscherung auf grössere Entfernungen zu rekonstruieren. Wir sind daher auch nicht ganz sicher, ob die in unserer Tabelle zusammengestellten erraticen Höhen einheitliche sind oder nicht.

Die Gletscherzungen.

Die Diffuenz der insubrischen Vergletscherung hat auf der einen Seite zur Entwicklung zahlreicher einzelner Äste, auf der anderen zur Verschmelzung von solchen geführt, wie wir eine solche namentlich im Gebiete von Lugano angetroffen haben. Es ist daher die Zahl der Gletscherzungen kleiner als die der Äste. Wir unterscheiden von Westen nach Osten der Reihe nach folgende acht Zungen:

1. Die von Orta;
2. die des Langensees oder des verbanischen Moränenamphitheaters;
3. und 4. die luganesischen von Porto Ceresio und Capolago;
5. die des larischen Moränenamphitheaters oder des von Como;
6. die des brianteischen Moränenamphitheaters oder des der Brianza;
7. die von Brivio an der unteren Adda;
8. die von Valsassina.

Nur drei von ihnen haben sich bis in die Poebene erstreckt und hier grosse Amphitheater aufgebaut. Mit ihnen wollen wir uns etwas näher beschäftigen.

Die insubrischen Moränenamphitheater. Jung- und Altmoränen.

Genau ebenso wie in den grossen nordalpinen Eisfächern sondern sich in den insubrischen Moränenamphitheatern Jung- und Altmoränen. Jene haben dieselbe Frische der Formen, die wir bisher allenthalben kennen gelernt haben; diese aber sind minder verwaschen als sonst, was damit zusammenhängen mag, dass sie von vornherein mit viel stärker ausgeprägtem Relief zur Ablagerung gekommen sind. Dazu kommt, dass wir im verbanischen Jungmoränengebiet ganz ebenso wie in dem von Rivoli bei Turin vielfach eine Decke von lössartigem Lehm finden, der allerdings nirgends dieselbe Mächtigkeit erlangt wie dort, aber immerhin die Jungmoränen in der Regel von braunem Lehm bedeckten Altmoränen in einer weiteren Hinsicht näher bringt. Es bleibt daher nur der Grad der Verwitterung, welcher beide Moränenkategorien schärfer von einander zu sondern gestattet. Sacco und Taramelli bringen sie auf ihren Karten als einheitliche Gebilde zur Darstellung, und beide geben bis auf Einzelheiten die Altmoränengrenze richtig an, während dieselbe auf der Nordseite der Alpen wegen ihres oft verschwommenen Verlaufes von vornherein vielfach nicht genauer erkannt worden ist. Versuche Jung- und Altmoränen zu trennen, wurden 1894 von uns im Bereiche der verbanischen Zunge vorgenommen und sind seither von Wilmer im Bereiche der larischen und brianteischen durchgeführt worden.

Am schärfsten heben sich die Altmoränen von den Jungmoränen im Bereiche des larischen Amphitheaters von einander ab. Bei Cantù, nur 8 km südsüdöstlich von Como, stehen wir auf einem typischen Jung-Endmoränenwalde, in welchem zahlreiche Gruben durchaus frisches Moränenmaterial mit vielen gekritzten Geschieben

erschliessen. Anders in den südöstlich und südlich vorgelagerten Wällen. Die Eisenbahn Como-Lecco führt, nachdem sie in einem Tunnel den Jung-Endmoränenwall durchfahren, unfern Fecchio in offenem Einschnitte quer durch sie hindurch. Da finden wir keine Kalkgeschiebe mehr; die Urgebirgsgeschiebe sind angewittert und brüchig geworden, aber nicht so morsch wie im Ferretto; sie ragen wie Nagelköpfe aus der gelbbraunen Ablagerung hervor. Ganz ähnlich sind die Moränen um Figino und am Monte Sordo, den die von Mailand nach Como führende Strasse in tiefem Einschnitt durchmisst. Nur Serpentinegeschiebe tragen Kritze. Sehr tief muss man graben, um auf frisches Moränenmaterial zu stossen.

Im verbanischen Amphitheater gehören die Moränen, die sich in grossem Bogen von Varese über Somma Lombarda südlich Borgo Ticino vorbei gegen Gattico ziehen, zu den typischen Jung-Endmoränen mit frischem Material und frischen Formen; ihnen liegen im Südosten tiefgründig verwitterte Altmoränen vor. Wir trafen solche südöstlich von Somma Lombarda und namentlich um Varese. Sie bilden hier die Wasserscheide zwischen Olona und dem See von Varese; nur tiefe Wasserrisse legen hier frisches Moränenmaterial bloss, dem eine mehrere Meter mächtige Kappe von Verwitterungsprodukten aufsitzt. Auf diesen fand ich 1894 östlich Varese in einer Grube nördlich Giubiano noch eine Partie unersetzter Jungmoräne. Wir haben also hier eines der nicht allzuhäufigen Beispiele einer Auflagerung der Jungmoräne auf der verwitterten Altmoräne. Im Moränenamphitheater der Brianza endlich treten uns die Jung-Endmoränen im Wall von Casatenuovo, 13 km nördlich von Monza, typisch entgegen; hier wird frisches Moränenmaterial für die Wegbeschotterung in den benachbarten Ferrettodistrikten gewonnen, während in den südlich gelegenen Hügeln nur tiefere Schürfungen unter zähem, rotbraunem Verwitterungslehm häufig konglomerierte Moräne erschliessen. So wenig ausgesprochen ist bei Calò die Moränenatur in der Landschaft, dass Taramellis Karte die Grenze des Moränengebietes zu eng zieht.

Wir müssen uns auf diese wenigen Angaben über das Auftreten der Jung- und Altmoränen beschränken, da uns nicht möglich war, die ausgedehnte und verwickelt verlaufende Grenze beider in allen drei Moränenamphitheatern abzugehen. Unser gegenüberstehendes Kärtchen bringt daher die Gebiete beider nur annähernd zur Darstellung.

Wir stellen in folgendem die grössten Entfernungen der äussersten sicher bekannten Jung- und Altmoränen vom Ausgange der Alpenthäler zusammen:

| Höhe am Thalausgange: | | Entfernung und Gefälle bis zu den | |
|--------------------------|-----------------------|-----------------------------------|-----------------------------|
| | | Jung-Endmoränen bei: | Altmoränen bei: |
| Tessin- gletscher | bei Stresa über 900 m | Somma Lombarda (320 m) 25 km 24‰ | Gallarate (250 m) 31 km 21‰ |
| Como- gletscher | bei Brunate 800 m | SW. Cantù (315 m) . 11 km 44‰ | Ceremate (300 m) 13 km 38‰ |
| Lecco- gletscher | bei Lecco 800 m | Merate (330 m) . . . 18 km 25‰ | |

Wir sehen, dass das Gefälle der insubrischen Gletscherzungen ein erheblich grösseres war, als das der nordalpinen Eisfächer, und dass das der Zunge von Como besonders steil war.

Nieder- und Hochterrassenschotter.

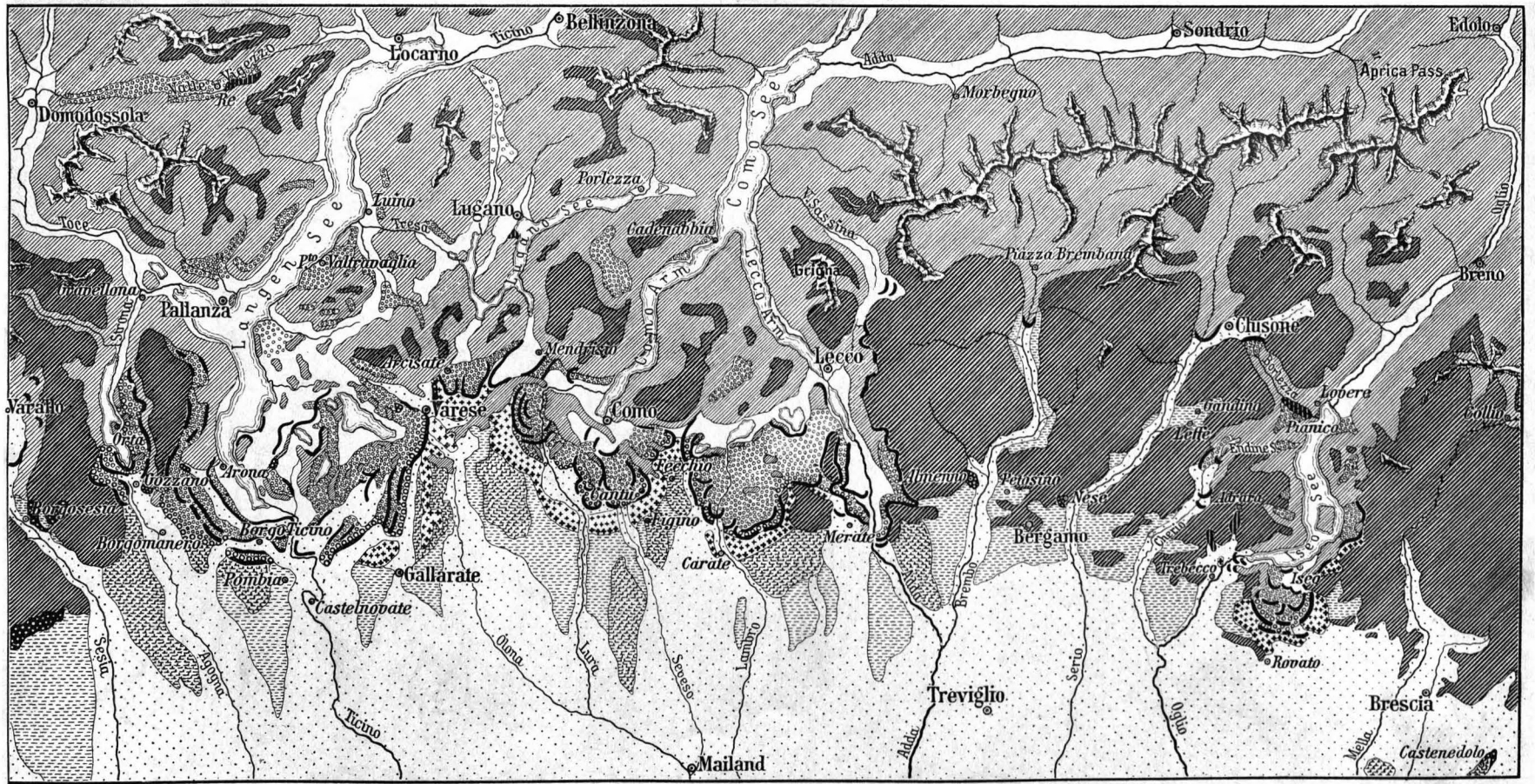
An den Jungmoränen nehmen grosse Felder von Niederterrassenschotter ihren Ursprung. Sie sind grossartig am verbanischen Amphitheater entwickelt: ein breites Niederterrassenfeld begleitet den Tessin abwärts, weitere ziehen sich im Westen zur

Agogna, eines begleitet die Olona. Ein grosses Feld lehnt sich an die Jungmoränen der Brianza. Verkümmert sind hingegen die Niederterrassensfelder des Amphitheaters von Como; sie beschränken sich auf Terrassen der Thäler, welche den Altmorängürtel durchbrechen, nämlich die Lura und den Seveso. Wie sich längs des Tessin die Niederterrassenschotter mit den Jungmoränen verknüpfen, haben wir bereits 1894 in einem Profile gezeigt.¹⁾ Sie streichen unter denselben gegen Norden hin aus; daher ist ausgeschlossen, dass hier im Sinne der Annahmen von Gastaldi und de Mortillet die Schotteranhäufung bereits während des Herannahens der Vergletscherung erfolgte; sie entspricht vielmehr, so wie es Omboni annahm, ausschliesslich dem Maximalstande der Würm-Vergletscherung, und bereits die zu den nächsten Moränenwällen gehörenden Schotter sind als Teilfelder in sie eingesenkt.

Eine ähnliche Verknüpfung von Altmoränen und Hochterrassenschottern ist in unserm Gebiete nirgends aufgeschlossen; doch ist deren beiderseitige Beziehung deswegen nicht minder klar erkennbar. Wie von den Jungmoränen breite Niederterrassensfelder ausgehen, so von den Altmoränen breite Hochterrassensfelder. Das zeigt sich am deutlichsten am Moränenamphitheater von Como: ein breites Hochterrassensfeld lehnt sich an den Südrand der Altmoränen zwischen Carimate, Cernate und Lomazzo; wahrscheinlich reicht es noch bis in die Gegend von Appiano. Ein zweites folgt dem Laufe des Terro in der Richtung auf Mariano. Hochterrassenschotter quellen ferner unter den Altmoränen der Brianza hervor und begleiten den Lambro abwärts; dagegen findet sich zwischen der prächtigen Hochterrasse, welche den Tessin von Varallo-Pombia an bis weit über Oleggio hinaus begleitet, und den Altmoränen keine ausgesprochene Beziehung. Letztere fehlen hier bis auf einen kleinen Rest in einem Wasserrisse westlich Pombia; Jungmoränen bilden den Aussensaum des verbanischen Amphitheaters; dagegen lagern die Altmoränen der Gegend von Varese auf leicht verfestigten Schottern, die weiterhin die Olona als Hochterrasse begleiten.

Im Umkreise des Moränenamphitheaters des Langen- und des Comosees ist das gegenseitige Verhältnis der Nieder- und der Hochterrassenschotter das normale: diese bilden die höheren, jene die niederen Terrassen an den Flüssen, am Tessin, an der Olona und am Seveso. Auf den Hochterrassen findet sich in der Regel ziemlich mächtiger brauner Lehm, der zu Ziegeln verarbeitet werden kann, was mit dem weniger mächtigen sandigen Lehm, der die Niederterrassen, bei Somma Lombarda z. B. in 1 m Mächtigkeit, bedeckt, nirgends versucht wird. Dabei unterscheiden sich die Schotter der beiden Terrassen merklich durch den Grad ihrer Verwitterung. Frisch sind die Gerölle in der Niederterrasse des Tessin; wo diese angeschnitten ist, sieht sie grau aus. Dagegen sind die Gerölle der Hochterrasse des Tessin angewittert und ihr Schotter ist gelb. 10—15 m tief ist der Hochterrassenschotter am Seveso bei Carimate und Novedrate verwittert, seine Kalke sind verschwunden, sein Aussehen ist erdig geworden; erst tiefer unten erscheint er frisch und ist gewöhnlich etwas verkittet, während der benachbarte Niederterrassenschotter bis tief hinab locker ist. Am Saume des Moränenamphitheaters der Brianza hingegen taucht der Hochterrassenschotter unter den Niederterrassenschotter unter, was man deutlich am Lambro sieht.

1) Système glaciaire. S. 38.



0 25 50 75 100 125 150 Km

- Unvergletschert gewesene Gebirgstelle
- Vergletschert gewesene Gebirgstelle
- Firnkämme
- Thalsohlen u.
- Seespiegel des vergletscherten Gebietes
- Altmoränen
- Jungmoränen
- Jung-Endmoränen
- Marines Pliocän
- Interglaziale Schichten
- Ferrettoflächen
- Hoch-
- Nied. Terrassenschotter

Karte der Vergletscherung zwischen Tessin und Oglio.

Maßstab 1 : 700 000.

Interglacialer Torf.

Auch am Tessin greifen stellenweise die Niederterrassenschotter auf die Hochterrassenschotter über. Am Wege, der von Varallo Pombia ins Thal herab führt, breiten sich die grauen Schotter der letzten Vergletscherung über die gelben der Hochterrasse; die letzteren treten auch bei Castelnovate hart am Flusse unter ihnen auf. Hier schalten sich zwischen beide zwei Torflager ein, die durch eine Schicht eisenschüssigen Sandes von einander getrennt werden. Wir haben es hier nach den Lagerungsverhältnissen mit einer interglacialen Bildung zu thun, ähnlich der von Au am Inn (vergl. S. 130). Weiter nördlich an der neuen Eisenbahn von Arona nach Borgomanero schaltet sich ferner zwischen ein gelbes, unserm Hochterrassenschotter gleichendes Geröll und die hangenden Jungmoränen ein graugrüner Thon mit Kohlenresten ein, welcher unter den Moränen etwas gestaucht ist. Ein aus dem Thone herrührendes Stammstück erwies sich bei einer unter Leitung von Professor v. Wettstein durchgeführten mikroskopischen Untersuchung als Coniferenholz, höchst wahrscheinlich von der Tanne herrührend.

Sacco (I, S. 25) hat das von ihm entdeckte Torflager von Castelnovate zum Villafranchiano gestellt, allerdings ohne zwingende Beweise dafür beizubringen. Seither hat Corti die Diatomeen der Ablagerung untersucht (Sul deposito villafranchiano di Castelnovate presso Somma Lombarda. Rend. R. Ist. lomb. (2) XXVI. 1893). Er wies 60 verschiedene Arten nach; davon sind 22 ausgestorben, 46 finden sich im Tertiär vom Eocän an, 27 kehren, wie Corti später zeigte, im Villafranchiano von Fossano wieder (Sul deposito villafranchiano di Fossano in Piemonte. Ebenda (2) XXIX. 1896. S. 164). Corti schliesst sich daraufhin Sacco an. Wir halten die Schlussfolgerung nicht für zwingend; denn auch in einer andern interglacialen Ablagerung, dem Mergel von Pianico, hat Corti 42 Arten nachgewiesen, von denen nicht weniger als $\frac{1}{4}$ ausgestorben sind und $\frac{3}{4}$ im Tertiär vorkommen. Es scheint, als ob die Diatomeenflora der interglacialen Bildungen Oberitaliens ein stark tertiäres Gepräge trüge.

Ferretto und Ceppo.

An den Flanken der drei insubrischen Moränenamphitheater treten ausgedehnte, äusserst unfruchtbare Hochflächen, Groane oder Brughiere genannt, auf. Sie werden aus Ferretto zusammengesetzt, dem regelmässig einige Meter braunen Lehms auflagern. Dieser Ferretto wurde zum ersten Male durch Taramelli (I) näher bekannt. Südlich vom verbanischen Amphitheater bildet er die Hochfläche von Divignano; er findet sich ferner beiderseits der Olona im einspringenden Winkel zwischen dem verbanischen Amphitheater und dem von Como; er kehrt an der Ostflanke des letzteren wieder und begleitet den Südsaum der Moränen in der Brianza. Sein Verhältnis zu den Moränen der Amphitheater ist bereits von Taramelli klar erkannt worden; er ist entschieden älter als dieselben, was durch verschiedene Auflagerungen klar erwiesen wird. Wir sehen am Südsaume des verbanischen Amphitheaters die hier herrschenden Jungmoränen nicht selten auf Ferretto, so an der Costa bei Agrate Conturbia, so südlich Borgo Ticino, wie wir bereits 1894 zeigten. An der Ostseite des larischen Amphitheaters greifen ferner die Altmoränen auf den Ferretto über. Die Strasse nördlich Figino (3 km südlich Cantù) erschliesst unmittelbar beim Dorfe eine ganz ausgezeichnete Auflagerung. Oben sieht man Moränen; ihre oberen 5—6 m sind ebenso verwittert wie bei Fecchio; nur die unteren 2—3 m sind frisch und voller gekritzter Kalkgeschiebe. Darunter der typische rote Ferretto mit zerschneidbaren Geröllen. Es ist ein Profil von gleicher Deutlichkeit wie das von Mongrando an der linken Seite des Moränenamphitheaters von Ivrea, und es lehrt dasselbe, nämlich dass die

Ferretisierung bereits vor Ablagerung der Altmoränen vollendet war. Endlich treffen wir an der Westseite des brianteischen Amphitheaters bei der Haltestelle Brenna-Alzate (Nordseite des Eisenbahneinschnittes, östlich der Haltestelle) einen Fetzen Jungmoräne auf Ferretto; unweit davon hat bereits Taramelli (I. S. 337) im Dorfe Brenna Moräne auf Ferretto gefunden.

Was die Beschaffenheit des Ferretto selbst anbelangt, so gleicht er in allen Stücken dem piemontesischen. Im Westen entbehrt er durchaus eines unzersetzten Kernes; die Wasserrisse bei S. Cristina südöstlich Borgomanero legen ihn in 50 m Mächtigkeit bloss, und gelegentlich des Baues vom Tunnel bei Gattico ward unmittelbar unter seinem gänzlich verwitterten Materiale das marine Pliocän angefahren. Im Osten hingegen, wo sich mehr Kalk am Aufbau der eiszeitaltrigen Ablagerungen beteiligt, findet sich unter ihm, wie bereits von Taramelli (I. S. 337) hervorgehoben, noch ein verhältnismässig frischer Kern von gewöhnlich verkittetem Gerölle. Wir sahen denselben namentlich unter der Ferrettopartie, die sich bei Brenna zwischen das Moränenamphitheater von Como und das der Brianza einschaltet; so bei der Eisenbahnhaltstelle Brenna-Alzate, am Osteingange des benachbarten Terrotunnels sowie am Terro südlich Casina Musso zwischen Cantù und Brenna. Gleiches nahmen wir im Süden der Brianza wahr, wo unter dem mächtigen Ferretto von Lesmo eine feste Nagelfluh lagert, die bis zum Lambro reicht und hier (oberhalb Gerno) von Niederterrassenschottern und bei Peschiera (gegenüber Carate Brianza) von Hochterrassenschottern diskordant überlagert wird. Das sackförmige Eingreifen des Ferretto in die Nagelfluh macht zweifellos, dass er aus dieser hervorgegangen ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die löcherige Nagelfluh, die bei Inverigo am Lambro zu Mühlsteinen verarbeitet wurde, nur eine Fortsetzung der liegenden Nagelfluh des Ferretto, welche hier in deckenförmiger Ausbreitung bis ziemlich tief ins Moränengebiet hineinreicht. Sie trägt den Lokalnamen Ceppo.

Der Ceppo der Lombardei gleicht durchaus der löcherigen Nagelfluh von der Nordseite der Alpen. Er besteht vornehmlich aus Kalkgeröllen, zwischen denen hier und da Lücken unausgefüllt geblieben sind. Er ist arm an Urgebirgsarten, und die spärlich vorhandenen sind meist ziemlich stark verwittert. In dieser charakteristischen Ausbildung scheint der Ceppo auf den Horizont des Ferretto beschränkt und für denselben ebenso charakteristisch zu sein, wie die echte typische diluviale Nagelfluh für das Niveau des Deckenschotter im deutschen Alpenvorlande. Neben diesem „Ceppo“ giebt es aber auch konglomerierte Nieder- und Hochterrassenschotter im insubrischen Gebiete ganz ebenso wie im danubischen. Sie stellen sich dort ein, wo sich Kalkgeröll reichlicher an der Zusammensetzung der Quartärschotter beteiligt, so an der linken Flanke des verbanischen Amphitheaters längs der Olona sowie namentlich an der rechten des brianteischen am Lambro. Sacco und Taramelli scheiden auf ihren Karten diese Konglomeratbildungen eigens aus; während aber Taramelli sie richtig als Konglomerate des jüngeren, mittleren und älteren Diluvium bezeichnet, fasst sie Sacco in einen bestimmten Horizont zusammen, den er an die Grenze des Villafranchiano und Diluvium verweist. Sein „Ceppo“ ist bald Niederterrassen-, bald Hochterrassenschotter, bald unverwitterter Ferretto, im Thale der Olona stellenweise (oberhalb Castiglione am rechten Gehänge) selbst Molassekonglomerat.

Ferrettomoränen.

Erweisen deutliche Übergänge, dass der Ferretto namentlich in seinen unteren Partien eine verwitterte Schotterbildung ist, so treten uns an anderen Stellen Erscheinungen entgegen, die für eine rein glaciale Entstehung kennzeichnend sind. Dem Ferretto an der Südseite des verbanischen Amphitheaters entnahm ich in der Orgagliaschlucht südlich Borgo Ticino, dort wo er unweit der Strasse nach Agrate

Conturbia von Jungmoränen überlagert wird, ein gekritztes Geschiebe (unweit Höhenzahl 226 m, verdrückt für 326 m, der Tavoletta Borgo Ticino); ich fand ferner ein gekritztes Serpentinegeschiebe in den grossen Aufschlüssen nördlich S. Cristina. Ferner legt die Eisenbahn Como-Lecco im grossen Einschnitte westlich des Terro-Tunnels eine wahre Blockfacies des Ferretto bloss. Er enthält hier erratische Gesteine von über 1 m Durchmesser. Derartiges haben wir schon in Piemont kennen gelernt; während sich aber dort die Blockfacies des Ferretto unmittelbar an den Alpenabfall knüpft, tritt sie hier 6 km von demselben entfernt auf. Man kann daher nicht daran denken, dass hier blosser grober Gehängeschutt vorliegt, sondern muss einen Transport von grobem Material annehmen, wie er durch Gletscher ausgeübt ist. Wir stehen daher nicht an, die grossblockige Facies des Ferretto zwischen dem larischen und brianteischen Amphitheater ebenso wie die an der Südseite des verbanischen für glacial und den dortigen Ferretto selbst für verwitterte Moräne zu halten.

Es ist mir nicht möglich gewesen, die Gesamtheit der Ferrettoorkommnisse im insubrischen Gebiete zu besuchen, und ich vermag daher nicht anzugeben, wie weit ihre Moränenfacies verbreitet ist. Ich muss mich darauf beschränken zu erwähnen, dass die beiden Örtlichkeiten, an denen ich sie feststellen konnte, an der Peripherie der Moränenamphitheater gelegen sind, so etwa wie die Mindel-Moränen neben den Riss-Moränen im Bereiche der nordalpinen Eisfächer. Oberflächlich verrät sich die Moränenfacies nicht: Am Orte ihres Auftretens haben wir dieselbe äusserst flachwellige Oberflächengestaltung, wie sonst auf den Ferrettohochflächen.

Anzeichen verschieden alter Ferrettos.

Der insubrische Ferretto erscheint nach unsern Ausführungen genetisch nicht als einheitliches Gebilde. Er ist ein Verwitterungsprodukt bald von glacialen, bald von fluvioglacialen Ablagerungen. Überdies fragt es sich, ob er bloss die Moränen und Schotter einer einzigen glacialen Serie umfasst. Manche Anzeichen weisen darauf, dass er die Ablagerungen verschiedener Serien in sich begreift. Das grosse Ferrettogebiet zwischen dem larischen Amphitheater und der Olona zeigt eine deutliche Abstufung, als bestünde es aus zwei verschieden hoch gelegenen Schotterniveaus; nordwestlich der Linie Tradate-Castelnuovo liegt es höher als östlich davon; ebenso zerfällt das Ferrettogebiet der südlichen Brianza in zwei deutlich geschiedene Stufen. Es war mir nicht möglich zu entscheiden, ob in beiden Fällen je zwei verschiedene Ferrettofelder vorliegen, oder ob der Höhenabfall, was auch denkbar ist, mit der Grenze ferrettisierter Moränen gegen die zugehörigen ferrettisierten Schotter zusammenfällt.

Bau der Moränenamphitheater.

Nachdem wir die einzelnen Bestandteile der insubrischen Moränenamphitheater kennen gelernt haben, wird uns nicht schwer, ihren Aufbau zu verstehen. Die Jung-Endmoränen erweisen sich als ihre eigentlichen Grenzen; sie umspannen Gebiete von vielfach centripetaler Entwässerung, die im larischen Amphitheater am deutlichsten entwickelt ist; hier ist der Jungmoränengürtel nicht quer durchbrochen und umschliesst ein Gebiet, das alpeneinwärts entwässert ist, nämlich den Comoarm des Comosees, dem die Cosia und die nördliche Acquanera zufließen. Die centripetale Entwässerung beherrscht aber auch das verbanische Amphitheater, wo die Abflüsse der Seen des Varesinischen zum Langensee strömen, und fehlt auch nicht im Gebiete der Brianza, die allerdings überwiegend durch den Lambro centrifugal entwässert wird. Der See von Annone fliesst zum See von Lecco ab. Innerhalb des Halbkreises der

Jung-Endmoränen verlaufen weitere Jungmoränenzüge, im larischen Amphitheater streng parallel zu ihnen, im verbanischen dermassen, dass sie sich mehr und mehr den Ufern des Langensees anschliessen. Der jüngste Moränenzug umschlingt letztern eng und bleibt weit von den Jung-Endmoränen von Varese zurück. Er dämmt den 34 m tiefen See von Monate ab und dürfte auch den 27.5 m tiefen See von Varese spannen. Undeutlich ist die Anordnung der Jungmoränenwälle in der Brianza; es scheint, als ob der innerste einen Zerfall des brianteischen Eisfächers anzeige in eine vom Leccosee gekommene Eiszunge, die bis zum See von Annone reichte, und in eine durch das Valsassina gekommene, die sich bis über die durch den Schuttkegel des Lambrone geschiedenen See von Alserio und Pusiano erstreckte. Drumlin kennen wir aus dem Bereiche der insubrischen Moränenamphitheater nicht; dafür haben im larischen und brianteischen Amphitheater einige Moränenwälle die Lage von Mittelmoränen.

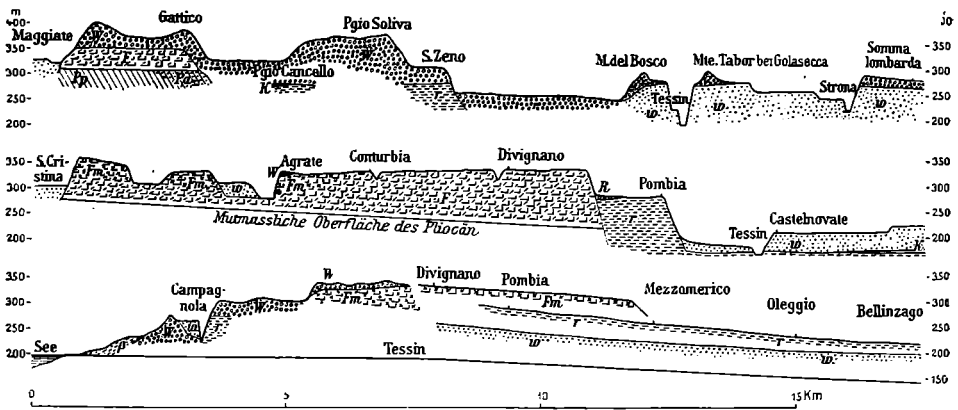


Fig. 98 (oben), Fig. 99 (Mitte), Fig. 100 (unten). Profile durch das verbanische Moränenamphitheater.

Pp Piacentino. *Pa* Astiano. *Fm* Ferretto-Moränen. *F* Ferretto. *R* Riss-Moränen. *r* Hochterrassenschotter. *K* Interglaciale Schieferkohlen. *W* Würm-Moränen. *w* Niederterrassenschotter. β Terrasse am Langensee.

Die Anordnung der Endmoränenwälle haben wir in unserm Kärtchen S. 785 nach den Tavolette zur Carta del Regno d'Italia eingezeichnet und dabei für das larische und brianteische Amphitheater im Grossen und Ganzen ein ähnliches Bild wie Wilmer erhalten. Grössere Abweichungen ergeben sich lediglich am M. Croce südöstlich Como, welcher einen einspringenden Zacken der Endmoränen bedingt, den Wilmer nicht bemerkt. Man erkennt deutlich, dass die Endmoränen allenthalben ziemlich weit von einer regelmässig konzentrischen Anordnung entfernt sind, und dass die inneren Wälle einen viel unregelmässigeren Verlauf als die äusseren haben. Besondere Komplikationen zeigt das Amphitheater von Como. Die Jung-Endmoränen bilden hier kein einheitliches System, sondern werden durch den Miocänhügel von Bernate in deren zwei gespalten, welche südlich Bernate durch eine Längsmoräne geschieden werden. Möglicherweise stellt diese nur einen einspringenden Endmoränenzacken dar; nach Wilmer ist sie aus einer Mittelmoräne hervorgegangen. Die Moränen des westlichen Systems treten oberflächlich nicht sonderlich hervor und umschliessen eine hochgelegene Schotterfläche, aus der der Seveso kommt. In ihrem Bereiche liegt die berühmte Fundstelle von Cassina Rizzardi, wo in glacialem Gerölle marine pliocäne Versteinerungen gefunden wurden (vergl. S. 747), ein Vorkommen, welches angesichts der Thatsache, dass nordwestlich Como marines Pliocän ansteht, nicht überraschen kann. Zwischen den Endmoränen von Cassina Rizzardi und den Altmoränen von Appiano erstreckt sich ein weites Schotterfeld, aufgeschüttet vor den ceresischen Endmoränen, deren Abfluss durch die larische Gletscherzunge gestaut war. Aus diesem Felde kommt die Lura. Wilmer verzeichnet auch im

brianteischen Amphitheater Längswälle, die er auf Mittelmoränen zurückführt. Ich habe dieselben nicht besucht. Seine äussersten Jungmoränen links des Lambro entsprechen unsern Altmoränen.

An die Jung-Endmoränen lagern sich aussen die Altmoränen an; diese umgürten jene im larischen Amphitheater beinahe ununterbrochen, während sie sich auf die Seiten des verbanischen beschränken und dem brianteischen im Süden vorgelagert sind. Rings um die Moränengürtel lagern sich die flachen Kegel der Glacial-schotter. Fig. 99 zeigt ihre Anordnung im verbanischen Gebiete. Wir haben es mit einer wahren Treppe von Ferretto, Hochterrassenschotter und Niederterrassenschotter zu thun. Fig. 98 giebt uns einen weiter nördlich gelegenen Durchschnitt, der uns erkennen lässt, dass alle diese Schotter ein Stück weit in das Jungmoränengebiet hineinreichen; aber das Längsprofil Fig. 100 lehrt uns, wie sie hier bald abbrechen. Auch am larischen Amphitheater liegt eine Treppe von Schotterfeldern: rechts und links an den Flanken Ferretto, in der Mitte ein breites Hochterrassenfeld, durchsetzt von Niederterrassensträngen. Fig. 102 giebt uns einen Einblick in die Anordnung der Schotter zwischen Seveso und Lambro, Fig. 101 in die entsprechende Verteilung der Moränen 5 km weiter nördlich. Anders am brianteischen Amphi-

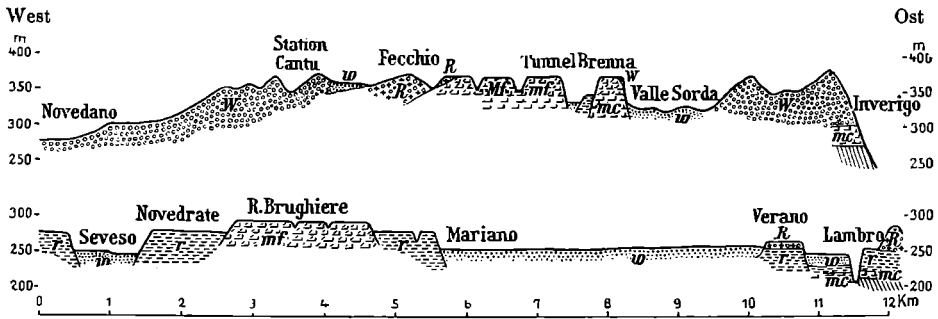


Fig. 101 (oben) und Fig. 102 unten. Profile vom larischen zum brianteischen Moränenamphitheater.

Mf Ferretto-Moränen. *mf* Ferretto. *mc* Ceppo. *R* Riss-Moränen. *r* Hochterrassenschotter.

W Würm-Moränen. *w* Niederterrassenschotter. Grundgestein schraffiert.

theater. Die Ferrettoplatte der südlichen Brianza samt den daran gelehnten Altmoränen scheint der letzten Vergletscherung einen unüberwindbaren Damm entgegen gestellt zu haben, an dem entlang sie sich nach Westen hinschob. Hier reichen die Jungmoränen bis über die Altmoränen hinaus; sie kommen selbst auf den Ferretto zu liegen, und ein breites Niederterrassenfeld erstreckt sich über Hochterrassenschotter, stellenweise selbst über den Ceppo hinweg. Die rechten Seiten der Figuren 101 und 102 zeigen diese Verhältnisse und lassen klar erkennen, wie verschieden sie von den gegenüberliegenden des larischen Amphitheaters sind, die auf den linken Seiten beider Profile dargestellt werden.

Profil 101 verläuft in einem Winkel und lässt daher nicht erkennen, dass die Nagelfluh von Inverigo genau in das Niveau des westlich gelegenen, oberflächlich ferrettisierten Ceppo von Brenna fällt; sie ruht auf grauen Mergeln auf. Gleiches gilt von der kleinen Ceppoklippe, die sich bei Peschiera gegenüber Carate unter dem Hochterrassenschotter erhebt. Wenig weiter oberhalb tritt hinter der Mühle von Realdino ein anderes Gestein im Liegenden der Nagelfluh am Lambro hervor, nämlich ein rötlicher, stark thoniger Sand mit eingesprengten eckigen Hornsteintrümmern. Gehört es vielleicht zu den tongrischen Schichten, die G. de Alessandri 2 km weiter aufwärts am Molino del Filo gefunden (Osservazioni geologiche sulla creta e sull' eocene della Lombardia. Atti Soc. ital. di Scienze nat. XXXVIII. 1899. S. 253—320)? Jedenfalls haben wir, wie zahlreiche

Ausbisse verraten, in nicht allzubedeutender Tiefe im brianteischen Amphitheater cretaceische und alttertiäre Schichten. Gleiches gilt vom Innern des verbanischen Amphitheaters. Hier aber war darüber eine Decke von marinen Pliocänbildungen gebreitet, welche bis auf kleine Reste bei Taino östlich Angera und bei Faido westlich Varese abgetragen ist.

Aufbau der Poebene südlich der Amphitheater.

Nach Süden zu vollzieht sich eine Veränderung in der geschilderten Anordnung der Schotter. Die Niederterrassenschotter gewinnen mehr und mehr auf Kosten der älteren Schotter an Raum, sodass sich die Felder der letzteren südwärts zuspitzen. Schliesslich haben wir es nur mit einem einzigen grossen Niederterrassensfeld zu thun. Dass dieses die älteren Schotter verhüllt, erweisen Bohrlöcher, über die Salmojrighi¹⁾ berichtet. Ein Bohrloch, in Mailand geteuft, erschloss bis 29,5 m Tiefe grobes Geröll des Niederterrassenschotter, darunter bis 53,2 m Tiefe Ferretto, unter welchem bis 96 m Tiefe Geröll und Sand miteinander abwechselnd, mutmasslich dem unzersetzten Ferrettokerne entsprechend, angetroffen wurden. Tiefer, bis 146 m herab, also bis 24 m unter dem Meeresspiegel, wurden Sand und Thon, letzterer von blauer Farbe erbohrt. Salmojrighi verweist diese Ablagerung zum Villafranchiano; aber eine Untersuchung der Diatomeen aus den untersten Partien durch Corti²⁾ ergab unter 17 nachgewiesenen Arten 6 alpine oder nivale, und 11 Arten, die auch in den gleich zu erwähnenden Torfen an der Olona vorkommen. Corti erklärt daraufhin die liegenden Sande und Thone des Bohrloches von Mailand für quartär. Wir haben es daher hier mit einer ausschliesslich quartären Schichtfolge von 146 m Mächtigkeit zu thun, welche bei ausgesprochen kontinentaler Entstehung bis 24 m unter den Meeresspiegel herabreicht. Eine ähnlich bedeutende Mächtigkeit der Quartärablagerungen ist auch durch ein Bohrloch bei Saronno an der Lura, 20 km nordwestlich Mailand erwiesen. In der Nähe einer Ferrettopartie südlich vom Iarischen Moränenamphitheater in 210 m Meereshöhe geteuft, erschloss es bis 87 m Tiefe manchmal verfestigtes, stellenweise sandiges Geröll, und darunter bis 111 m Tiefe Sand, Geröll und Thon miteinander wechsellagernd.

Derartige Mächtigkeiten der Quartärgebilde sind uns auf der Nordseite der Alpen nirgends ausserhalb der Moränengebiete entgegengetreten; und während wir dort überall gesehen haben, dass die Dicke der Quartärbildungen rascher abnimmt, als die Entfernung von den Gletschergebieten zunimmt, sodass wir 20 km weit vom ehemaligen Eissaume gewöhnlich nur 10—20, höchstens 30 m fluviatiler Bildungen antreffen, ist hier von einer Abnahme der Mächtigkeit nicht die Rede. Dazu kommt, dass wir es nicht bloss mit Schottern, sondern auch mit Sand und Thon zu thun haben, die ausserhalb der nordalpinen Gletschergebiete so gut wie gänzlich fehlen. Sand und Thon treffen wir aber nicht bloss in den untersten Partien des Mailänder Bohrloches, sondern sie ersetzen auch den groben Niederterrassenschotter in dem Masse, als wir uns dem Po nähern. Alles dies weist darauf hin, dass die Anhäufung der quartären Schichten im insubrischen Gebiete unter anderen Bedingungen erfolgte, als auf der Donauhochebene. Erscheinen sie dort als Schotterkegel, welche die Moränengebiete verbrämen, so bilden sie hier zugleich die Ausfüllung einer grossen

1) Osservazioni geologiche sopra alcuni pozzi recentemente perforati nella Provincia di Milano. Rend. R. Ist. lombardo (2) XXV. 1892, S. 1148.

2) Di alcuni depositi quaternari di Lombardia. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XXXV. 1895. S. 41 (88).

Geosynklinale zwischen Alpen und Appennin, deren Einsenkung während ihrer Ablagerung fort dauerte, wie sich aus dem Auftreten von Thonen mit Süßwasserdiatomeen unter dem Meeresspiegel im Bohrloche von Mailand erweist.

Die Niederterrassenschotter der Gegend von Mailand haben eine ziemlich reiche Conchylienfauna geliefert. Im VII. Bezirke von Mailand wurden in 3 m Tiefe im Schotter in einer 60 cm mächtigen Lage eines gelblichen, sandigen Thones gefunden: *Limax agrestis* Müll., *Vitrina brevis* Dr., *Hyalina *hydatina* Rossm., *H. Draparnaudi* Beck., *H. cellaria* Müll., *Conulus fulvus* Drap., *Helix pulchella* Dr., *H. pulchella* var. *costata* Müll., *H. pygmaea* Dr., *H. carthusiana* Müll., *H. unifasciata* Poir., *H. profuga* Ad. Schmidt, *H. *candidula* Stud., *Bulimus tridens* Müll., *Pupa muscorum* L., *Vertigo pygmaea* Drap., *Cionella lubrica* Müll., *Caecilianella acicula* Müll., *Succinea oblonga* Drap., *S. *arenaria* Bouch. Chant., *Carychium *minimum* Müll., *C. tridentatum* Risso (Napoleone Pini, Contribuzione alla fauna fossile postpliocenica della Lombardia. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XXI. 1878. S. 774; die mit einem * verzeichneten Arten ausserdem bei Sordelli, Flora fossilis insubrica 1896. S. 249.) In das Niveau der Niederterrassenschotter dürften wahrscheinlich auch die Torfe an Tessin und an der Olona gehören, die unweit Pavia auftreten und die Corti nach einem Studium der Diatomeen als glaciale bezeichnete (Sulle torbe glaciali del Ticino e dell' Olona. Bollet. scientifico 1892.) Von 50 nachgewiesenen Arten ist nur eine ausgestorben; von den übrigen gehören 9 der eigentlichen alpinen Zone an. Farneti (Ricerche de briologia paleontologica nelle torbe del sottosuolo pavese appartenenti al periodo glaciale. Atti R. Ist. botanico dell' Università di Pavia V. Referat Boll. R. Com. geolog. XXVIII 1897. S. 118) fand in diesen Torfen Sphagnumarten, welche heute ihre Südgrenze in den Alpen haben. Die grosse Ähnlichkeit der Diatomeenfauna der untersten Schichten des Mailänder Bohrloches mit denen der Torfe an der Olona führt zur Annahme, dass bei Mailand vor Ablagerung des Ferretto ähnliche Zustände herrschten wie bei Pavia zur Niederterrassenzeit.

Die Gletscherzungen des insubrischen Gebietes. Die Zunge von Orta.

Der Arm, der sich bei Gravellona vom Tocegletscher loslöste, hat seine mächtigen Stirn moränen südlich vom Ortasee oder Cusio hinterlassen. Der innerste Wall ist zugleich Wasserscheide. Durchschnittlich 70 m, an einigen Stellen mehr als 120 m sich über den See erhebend, spannt er diesen nördlich Gozzano auf und nötigt ihn, seine Wasser zum Toce zu senden, während sich das Seethal in stattlicher Breite südwärts als Thal der Agogna fortzieht. Letzterer Fluss kommt vom Stocke des Mottarone und richtet seinen Lauf auf den Ortasee, wird aber von den Ufermoränen desselben zur Seite geschoben und erreicht erst nach weitem Umwege das Seethal südlich vom Cusio. Eine gleiche Verschiebung der Zuflüsse des Seethales muss zeitweilig an dessen Westseite durch das Eis geschehen sein. Von der Mündung der Bagnella, wenig südlich Omegna, zieht sich am Westufer des Sees eine Thalfucht ähnlich der entlang, die wir am Ende des Sesiagletschers kennen gelernt haben; sie konnte die Wasser der Bagnella über Nomo und Cesara zur Pellina führen; diese aber konnte über Atzo an den Ufermoränen entlang nach Süden ausbiegen. Der Wall, der die Agogna verschiebt, quert das Seethal unterhalb Gozzano und wird hier von der Schotterfläche durchbrochen, die vom innersten Stirn moränenwall ausgeht. Gozzano liegt also zwischen zwei Stirn moränen. Reste eines dritten Stirn moränenwalles sitzen südlich Soriso auf einer Ferrettoterrasse auf, welche einen Sockel von marinem Pliocän besitzt. Letzteres kommt unfern Anzate auch unter dem zweiten Walle zum Vorschein und streicht selbst auf der Innenseite des innersten Walles am Cusio in einem Wasserrisse bei Buccione Nuovo aus. Das ist die einzige Stelle im insubrischen Gebiete, wo das marine Pliocän an einen der grossen Alpenseen heranreicht.

Bereits Gerlach¹⁾ ist die scharfe Gliederung der cusischen Endmoränen aufgefallen; sie ist von Parona²⁾ eingehend beschrieben. Nahe liegt der Gedanke, sie mit Parona verschiedenen Vergletscherungen zuzuweisen; doch habe ich dafür in der Umgebung von Gozzano kein entscheidendes Moment finden können. Es knüpft sich an den zweiten Wall, der die Agogna zur Seite schiebt, kein eigenes Terrassensystem, das rechtfertigen würde, ihn im Gegensatze zum innersten Walle als Altmoräne aufzufassen. Die Moränen von Soriso endlich sind so dürtig aufgeschlossen, dass nicht einmal ihr Verhältnis zum Ferretto erkennbar ist. Sie erschienen mir weit frischer als derselbe und dürften daher jünger sein. Jedenfalls konnte ich am Süden des Ortasees keine Hochterrassen erkennen und in ihnen zwingende Gründe für die Annahme von Altmoränen finden.

Nach Parona (S. 264) finden sich erratische Materialien ebenso wie bei Soriso ziemlich häufig noch bei Gargallo, Vergano und Maggiora. Bei Gargallo kennt er etwas Moräne auf Quarzphyllit, darüber lagert gelber Ziegellehm. Diese äussersten erratischen Vorkommnisse führt er auf eine wahrscheinlich ältere, grösste Eisausdehnung zurück, während welcher der Ortgletscher über die Colma bei Liviasco (942 m), über den Pass S. Bernardo di Breja (857 m) und mutmasslich auch über den Sattel S. Bernardo della Cremosina (599 m) mit dem Sesiagletscher, der gleichzeitig bis zum M. Fenera reichte, zusammengehangen haben soll. Ich habe beim Passieren des letztgenannten Sattels keinerlei Glazialspuren wahrgenommen, weder in Ablagerungen noch in Geländeformen, und auch solche nicht längs der Strona bis zur Sesia hin gesehen. Ich kann daher nicht glauben, dass sich der Sesiagletscher bis unterhalb Borgosesia erstreckt habe. Auch Sacco giebt hier keine Moränen an; er verzeichnet aber auch nicht als solche die äussersten erratischen Vorkommnisse, die Parona südlich des Ortasees angiebt. Paronas wichtige Ausführungen sind mir leider erst während der Drucklegung dieses Werkes bekannt geworden; ich habe daher S. 770 seine Angaben über die zahlreichen erratischen Spuren im Sesiathale und dessen Übertiefung nicht erwähnt und bin den von ihm verzeichneten äussersten erratischen Vorkommnissen südlich vom Ortasee nicht nachgegangen. Bei Gargallo sah ich lediglich 5–7 m mächtigen Ziegellehm auf dem Ferretto der dortigen Terrasse; diese aber wird südwestlich des Ortes von einer 20 m höheren Terrasse überragt, welche sich bis Vergano und Maggiora erstreckt. Nach der Geländedarstellung auf Tavoletta Gozzano dürfte es sich hier eher um eine höhere Ferrettoterrasse, denn um eine Moräne handeln; nach Parona's Karte besteht der ganze Zug aus Quarzporphyr.

Zwischen Hoca und Maggiora ist unter dem Materiale der Terrasse von Gargallo ein Kohlenflötzchen abgebaut worden, das Parona mit dem Vorkommnis von Lefe vergleicht.

Die luganesischen Gletscherzungen.

Ganz ebenso wie die Endmoränen südlich des Gletscherarmes von Orta sind auch die der beiden Gletscherzungen, welche sich aus dem Gebiete von Lugano nach Süden erstreckten, Wassertheiler. Sie umspannen die beiden Südzipfel des Luganosees; kurze centripetale Gerinne, der Brivio und der Laveggio, fliessen von ihnen aus jenem zu, andere Wasserläufe richten sich von ihnen, begleitet von Niederterrassen, centrifugal zur Olona. Von letzteren Gerinnen lässt die Bevera deutlich erkennen, dass vor den Jung-Endmoränen von Arcisate und denen des Beckens von Stabbio Altmoränen auf hohem Schottersockel liegen, der sich als Hochterrasse an der Olona abwärts zieht.

Unfern Varese, unter der Kirche von S. Fermo gegenüber La Folla d'Induno liegt unter dem Hochterrassensockel der Altmoränen das bekannte Vorkommnis mariner Pliocänschichten von La Folla d'Induno in 350 m Höhe. Ein weiteres Vorkommnis marinen Pliocäns bildet den Sockel der Moräne, welche zwischen Mendrisio und Balerna das Gebiet der östlichen Gletscherzunge des Luga-

1) Die penninischen Alpen. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. 1883.

2) Valsesia e Lago d'Orta. Atti Soc. it. di Sc. nat. XXIX. 1886. S. 141.

nesischen von der Chiassozunge des Como-Gletschers scheidet. Es streicht bereits im Bereiche der letzteren bei Pontegana, 2 km nordwestlich Chiasso, in etwa 250 m Höhe aus und hat nichts mit den lakustro-glacialen Bänderthonen zu thun, die in der Ziegelei bei Balerna verarbeitet werden. (Vergl. S. 748.)

Die Zunge von Brivio.

Der Gletscherast, welcher unterhalb Lecco dem Addathale folgte, hat gerade bis an die Poebene gereicht; seine äussersten Grenzen werden durch den mächtigen Jung-Endmoränenwall von Merate bezeichnet, vor dem sich ein typischer Übergangskegel von Niederterrassenschottern erstreckt. Doch erschliesst die Adda hier keine gerade deutliche Verknüpfung von Moränen und Schottern. Sie fliesst zwischen Höhen der subalpinen Zone hindurch, deren Material mehrfach vom Flusse angeschnitten ist. Jäh und unvermittelt stellen sich wenig oberhalb der kühnen Brücke von Paderno teilweise verkittete Schotterablagerungen von über 80 m Mächtigkeit ein. Dieselben sind nicht einheitlicher Art; ihre oberen Partien enthalten zahlreiche centralalpine Gerölle, welche in den unteren so gut wie fehlen; doch vermochte ich keine scharfe Grenze zwischen beiden Partien zu finden sowie auch nicht das Verhältnis des verkitteten Gerölls zu den losen Niederterrassenschottern festzustellen, welche den Übergangskegel vor den Endmoränen von Merate bilden. Mein Eindruck — und von mehr kann ich hier nicht sprechen — ging dahin, dass die Dinge bei Paderno ähnlich liegen wie im Isarthale oberhalb München (vergl. S. 60), nämlich dass lockerer Niederterrassenschotter leicht verkitteten Hochterrassenschotter mit zahlreichen Urgebirgsgeröllen und dieser festen Ceppo überlagert; unter letzterem

lagert, wie bei Inverigo, Mergel, der gegen das Mailänder Elektrizitätswerk hin in namhafter Mächtigkeit erschlossen ist. Weiter thalabwärts, in der Gegend von Trezzo und Capriate, lässt sich deutlich wenigstens eine Grenze in den längs der Adda ausstreichenden Schottern erkennen. Die hangenden losen Schotter (*w* in Fig. 103) werden von der liegenden Nagelfluh durch eine deutliche Verwitterungslage geschieden (*r'*). Mitten durch die Nagelfluh zieht sich ferner genau ebenso wie im Dieffenbachsteinbruch oberhalb München (vergl. Titelbild) ein Lehmband; sollte es Hochterrassennagelfluh und Deckenschotter scheiden? Wir geben dieser Möglichkeit in Fig. 103 Ausdruck und erwähnen, dass die liegende Nagelfluh

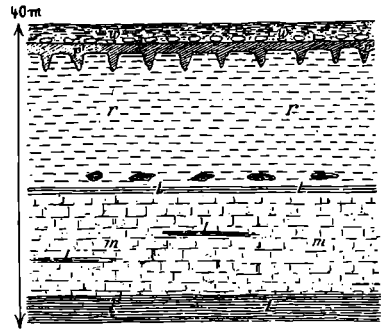


Fig. 103. Profil an der Adda bei Trezzo.
l Lehm. *m* Ceppo. *r* Hochterrassenschotter. *r'* Verwitterungsschicht.
w Niederterrassenschotter.

echter Ceppo, nämlich fast reine, feste Kalknagelfluh ist, die in ausgedehntem Umfang steinbruchmässig gewonnen wird. Dieser Ceppo lagert wie der von Paderno auf gelbem Mergel; doch wurde unter diesem nach einer Angabe von Corti beim Bau der Brücke von Trezzo wieder Ceppo angetroffen, sodass er wohl nur eine grössere Mergeleinlagerung im Ceppo darstellt, wie solche in kleinerem Umfange recht häufig darin sind. Dieser Mergel enthält eine Schneckenfauna von ausgesprochen quartärem Charakter. Dadurch wird die Zugehörigkeit des Ceppo von Trezzo, und, falls dieser, wie wir mutmassen, dem Ceppo am Lambro entspricht, auch die Zugehörigkeit des Ferretto zum Quartär sicher gestellt.

Maggi (Intorno al conglomerato dell' Adda Rend. R. Ist. lomb. (2) II. 1863) führt aus den Mergeln von Trezzo und Capriate an: *Helix fruticum* Müll., *Helix cingulata* Stud., *Paludina vivipara* Rossm., *Vitrina diaphana* Drap. Ich selbst sammelte folgende Arten, die F. von Sandberger so freundlich war zu bestimmen: bei Trezzo *Hyalina cellaria* Müll., bei Capriate zwei *Helix*-Arten und eine *Vitrina*, ferner *Acicula fusca* Mont. Sacco traf ferner im benachbarten Brembothale, bei Brembate di sotto gleichfalls in Mergellinsen in den unteren Lagen des Ceppo *Hyalina* sp., *Helix* sp., *Limnaea truncatula* Müll. sowie *Zua subcylindrica* (Anfiteatri di Como S 24). Das sind alles bis auf die alpine *Helix cingulata* weit verbreitete Arten, aus denen man nur auf ein quartäres Alter schliessen kann. Keineswegs ist es gestattet, angesichts dieser Fauna den Ceppo dem Villafranchiano zuzuweisen, das eine ganz anders geartete Schneckenfauna besitzt, und nach den von Sacco mitgetheilten Listen (Atti Soc. ital. di Sc. nat. XXVIII. 1885. S 302) auch nicht eine Art mit dem Ceppo gemein hat. Sacco bleibt gleichwohl bei der bereits 1886 geäußerten Ansicht (Il Villafranchiano al piede delle Alpi. Boll. R. Com. geol. (2) II 1886 S. 421, 429) und stellt den Ceppo zum Villafranchiano; die Wechsellagerung von Nagelfluhbänken mit Mergellagern sei eine typische villafranchianische Facies. Wir können dieser Argumentation nicht beipflichten. Eine Facies ist bezeichnend für bestimmte Bildungsumstände, nicht aber für eine gewisse Bildungszeit. Die nordalpine Molasse bietet an zahlreichen Stellen dieselbe Facies wie das Villafranchiano, ohne dass wir deswegen beide für gleichalterig halten möchten. Weiter stützt sich Sacco auf die petrographische Zusammensetzung des Ceppo, welche von der des Addagerölles abweicht; doch vermögen wir auch hierin keinen Beweis für pliocänes Alter zu erblicken, da gerade während der Quartärperiode grosse Verschiebungen der Flussläufe erfolgt sind. Corti hat auch die Diatomeenflora der Mergel von Capriate untersucht (Di alcuni depositi quaternari di Lombardi. Atti Soc. ital. di Sc. Nat. XXXV. 1895 S. 41 bes. S. 82). Von 16 Arten kehren 10 in den interglacialen Mergeln von Pianico wieder; während aber dort die tertiären vorwiegen, halten sie sich hier mit den quartären die Wage, und unter letzteren begegnen wir zwei Repräsentanten der nivalen Zone. Corti hat daraufhin nicht gewagt, sich über das pliocäne Alter des Ceppo zu äussern.

Eingesenkt in das Addathal ist bei Paderno eine jüngere Schotterterrasse, deren lockerer Material sich diskordant über stattliche Schollen von Ceppo, die in das Thal gestürzt sind, breitet. Sie beginnt an den Moränen, welche an der Überfuhr von Imbersago bis in das Addathal herabreichen. Dieselben müssen wesentlich jünger als die Jung-Endmoränen von Merate sein; denn der von diesen abfallende Übergangskegel ist der von der Adda durchschnittene. Ähnliches wiederholt sich am Durchbruche des Tessin durch die Jung-Endmoränen. Er wird hier von einer niederen Schotterterrasse begleitet, welche unterhalb Sesto Calende am innersten Endmoränenwalle ihren Ursprung nimmt. Die Verhältnisse erinnern an diejenigen, welche wir im Isèrethale kennen gelernt haben und welche dort der Annahme eines späteren Gletschervorstosses entsprechen, der von dem der Jung-Endmoränen durch eine erhebliche Schwankung getrennt war. Beiderseits der Addaschlucht endlich erheben sich weite Ferrettoflächen, in welche die Niederterrassenschotter eingesenkt sind. Wir haben nicht feststellen können, ob wir es wie bei München neben dem Isarthale mit Aufragungen von Hochterrassenschottern zu thun haben, welche oberflächlich ferrettoähnlich verwittert sind, oder ob der Ceppo mit seiner Ferrettohülle auftaucht.

Der Brivio-Ast des Addagletschers ist tief in die Thäler der östlich von ihm gelegenen subalpinen Ketten eingedrungen. Unterhalb Lecco ist er im Thal von Erve bis 750 m Höhe gelangt, und im Valle S. Martino, in dem die Eisenbahn von Bergamo nach Lecco das Addathal erreicht, erstreckte er sich bis östlich Pontida, wo seine Endmoräne die Thalwasserscheide bildet.

Die Zunge von Valsassina.

Der in das Valsassina eingedrungene Ast des Addagletschers hat das genannte Thal soweit erfüllt, als es trogähnlich und breit ist; seine Endmoränen umspannen

in 800—900 m Höhe die Thalweitung von Barzio und Pasturo südlich von Introbbio und verknüpfen sich mit ausgedehnten, grösstenteils aus kalkalpinem Material bestehenden Schotterablagerungen, welche zwischen Eis und Thalgehänge von der oberen Pioverna und ihren Zuflüssen abgelagert worden sind. Sie umschlingen ein Gebiet ausgesprochenster centripetaler Entwässerung: alpeinwärts fliesst die Pioverna, um den Comosee ganz erheblich nördlich ihrer Quelle zu erreichen. Von den Endmoränen ging ferner eine centrifugale Entwässerungsader aus. Sie verlief im engen, gegenwärtig grösstenteils trockenen Thale von Ballabio, das sich gegen Lecco hinzieht, aber hier durch die Ufermoräne von Camalolci des Leccogletschers abgedämmt wird. Diese schiebt den Fluss, den die Grigna heute unserm Thale zusendet, noch ein Stück nach Südosten, und erst nachdem er zwischen dem M. due Mani (1667 m) und dem M. Albano (911 m) in enger Schlucht durchgebrochen, vermag er im Torrente Caldane zum Leccosee zu gelangen. Eine Reihe von abgeschnittenen Thalspornen deutet aber an, dass die alte Entwässerungsader des Valsassinagletscherastes noch weiterhin an den Ufermoränen des Leccogletschers und Brivioastes entlang geflossen ist, so östlich Germanedo und Maggianico. Die Ähnlichkeit zwischen Valsassina und dem Ortaseethale ist unverkennbar. Hier wie da haben wir es mit Thälern zu thun, die alpeinwärts entwässert werden und die gegen andere Thäler, die alpenauswärts verlaufen, ausgiebig geöffnet sind; die Wasserscheide wird in beiden Fällen von Jungmoränen gebildet.

Wechsel in der Bedeutung der Gletscherzungen.

Die acht Zungen der insubrischen Vergletscherung haben Endmoränengebiete von im allgemeinen sehr ähnlichem Bau hinterlassen, die kleineren allerdings von geringerer Reichhaltigkeit der Schichten, als die grösseren in den Amphitheatern. Dies mag teilweise die Folge einer gewissen Knappheit des Raumes sein, auf dem sie sich entfalteteten; aber auffällig ist, dass einige von ihnen, so weit unsere Kenntnis reicht, eines Gürtels von Altmoränen entbehren, wie die Moränengebiete südlich vom Ortasee und namentlich die Zunge von Brivio. Sieht man hier bei Merate und im Valle S. Martino die Jungmoränen bis an die äusserste Gletschergrenze reichen, während sie im brianteischen Amphitheater gutenteils und im larischen mit grosser Vollständigkeit von solchen umrahmt sind, so erhält man den Eindruck, als ob sich während der letzten Vergletscherung die Zunge von Brivio auf Kosten der beiden andern des grossen Addagletschers entwickelt habe. Dass hier während des Eiszeitalters Veränderungen in der Bedeutung der Gletscheräste erfolgt sind, lehrt die Zusammensetzung des Ferretto. Im larischen Gebiete ist er noch typisch entwickelt und, so weit unsere Kenntnis reicht, vornehmlich durch Verwitterung eines an zentralalpinen Gesteinen reichen Gerölls hervorgegangen. Im brianteischen Gebiete besteht sein unverwitterter Kern, der Ceppo, in erster Linie aus kalkalpinen Gesteinen, und fast ausschliesslich aus Geröllen solcher wird der Ceppo längs der Adda zusammengesetzt; es ist klar, dass das heutige sublarische Addathal sich erst im Laufe der Quartärperiode zu einem bedeutenden Transportwege centralalpiner Gesteine zur Poebene hin entwickelt hat. Es erscheint als ein späterer Auslass des gabelförmigen Comoseethales, der eine ältere Mündung desselben in die Poebene bei Como ersetzt hat.

In ähnlicher Weise hat der Ortaast des Tocegletschers im Verlaufe des Eiszeitalters entschieden an Bedeutung gewonnen. Er war zur letzten Vergletscherung

allem Anscheine nach bedeutender als während der vorletzten, und wissen wir auch, dass das Thal, in dem er geendet, bereits zur Pliocänzeit vorhanden war, so ist doch damit durchaus nicht gesagt, dass das ganze Thal, in dem er sich erstreckt hat, von gleich hohem Alter sei. Vielmehr weist ein auffälliger Wechsel in der Thalkonfiguration nördlich Omegna darauf, dass hier einst eine Wasserscheide gelegen hat. Die obere Strona hat die Richtung alpenauswärts, sie biegt bei Omegna unter spitzem Winkel um, um den Toce zu erreichen, und ebenso entspricht die gesamte weitere Anordnung des Flussnetzes in der Umgebung des Ortasees den Verästelungen eines alpenauswärts gerichteten Flusssystemes. Das stumpfwinklige Einmünden der Gerinne in den See verrät uns, dass sein Thal erst spät dem Toce tributär geworden, als die alte Wasserscheide in der Enge zwischen dem M. Zuccaro (1339 m) und dem M. Mottarone (1491 m) tiefer zu liegen kam als die Endmoränen am Südennde des Cusio. Wir erkennen hier deutlich ein Anwachsen des Bereiches der centralen Entwässerung während des Eiszeitalters und nehmen wahr, wie hier eine Wasserscheide aus dem Innern des Gebirges bis an dessen Rand verlegt worden ist.

Parallelisierung und Alter der eiszeitlichen Schichtfolge.

Für die von den insubrischen Gletscherzungen hinterlassenen Schichtfolgen konnten wir uns dort, wo sie am vollständigsten entwickelt sind, nämlich in den grossen Moränenamphitheatern, ohne die mindesten Schwierigkeiten der am Nordabfalle der Alpen geschaffenen Nomenklatur bedienen. Wir sprachen von Jungmoränen und Niederterrassen, von Altmoränen und Hochterrassen und können nicht zweifeln, dass in jenen Ablagerungen der Würm-, in diesen solche der Riss-Eiszeit vorliegen. Wir konnten uns überzeugen, dass der Ferretto teils aus fluviatilen, teils aus glacialen Ablagerungen hervorgegangen ist, und fanden erstere in ebensolcher deckenförmiger Verbreitung, wie auf der Donauhochebene. Unverkennbar stellt der „Ferretto“ samt dem „Ceppo“ der Lombardei mindestens einen Deckenschotter samt den zugehörigen Moränen dar; möglicherweise aber umfasst er beide Deckenschotter, also die Ablagerungen der Mindel- und Günz-Eiszeit. Dass wir nun im Bohrloche von Mailand unter dem Ferretto und an der Adda im Ceppo quartäre Diatomeen, beziehentlich quartäre Conchylien fanden, beweist uns aufs neue die Zugehörigkeit der ganzen eiszeitlichen Schichtfolge zur Quartärperiode. Damit steht im Einklange, dass ihr ältestes Glied, der Ferretto, im Tunnel von Gattico diskordant das marine Pliocän überlagert; er greift von den blauen Mergeln des Piacentino auf die gelben Sande des Astiano über, die hier zum ersten Male im insubrischen Gebiete erschlossen worden sind.

Die hier befolgte Gliederung der insubrischen Quartärgebilde weicht lediglich in der Unterscheidung von Alt- und Jungmoränen von der unserer italienischen Kollegen ab; denn diese unterscheiden genau wie wir drei Schotterstufen. Saccos Diluvium, Terrazziano I und Terrazziano II, Taramellis Diluvium antico, medio und recente entsprechen der Reihe nach unserm Ferretto, unserm Hochterrassenschotter und unserm Niederterrassenschotter, und auch in der kartographischen Abgrenzung der einzelnen Stufen zeigt sich der Hauptsache nach Übereinstimmung. Die Differenzpunkte bestehen meist darin, dass in einzelnen Fällen Sacco seinem Diluvium, in andern Taramellis seinem Diluvium antico grösseren Raum zuweist als wir dem Ferretto, eine Thatsache, die sich leicht daraus erklärt, dass der verwitterte Hochterrassenschotter, namentlich in undeutlichen Aufschlüssen, ferrettoähnlich aussieht. Wilmers Einteilung der Schotter bezeichnet insofern einen Rückschritt, als er nur zwei Glieder unterscheidet, nämlich Niederterrassen- und Hochterrassenschotter. Dem ersteren weist er grösstenteils unsern Hochterrassenschotter zu, der letztere entspricht der Hauptsache nach unserm Deckenschotter.

Aufstauung des Langensees durch die Quartärbildungen.

Wie gross nun die Ähnlichkeit in der Schichtenfolge, so abweichend, wie bereits bemerkt worden ist, ihre Mächtigkeit. Keines der tiefen Thäler, welche von den Moränengebieten ausgehen, schneidet die pliocäne Unterlage des padanischen Quartärs an; lediglich in den Moränenamphitheatern treten ältere Gesteine, sei es als Aufragungen, sei es als Ausbisse in Thälern entgegen. An der Adda bilden sie einen Riegel, den dieser Abfluss des Comoseebeckens durchbricht; inwieweit dieser Riegel den See staut, können wir nicht sagen, da wir nicht wissen, ob er auch bei dem erloschenen Ausflusse des Sees in der Gegend von Como vorhanden ist. Jedenfalls fehlt ein Riegel älteren Gesteins längs des Tessin gänzlich; hier ist der gewaltige Damm von Quartärbildungen, der sich vor den Langensee legt, nirgends ganz durchschnitten, und wir müssen annehmen, dass der See durch sie merklich aufgestaut wird.

III. Die insubrischen Gletscher.

Thalübertiefung. Tocehal und Ortasee. Tessinthal. Langensee. Westflügel des Luganosees.

Veltlin und Bergell. Comosee. Ostflügel des Luganosees. Alter der Übertiefung.

Die insubrischen Seen. Besonderheiten des Langensees. Die Tiefen der Seen. Seegabelung,

Einfächerung. Diffluenzstufen und Transfluenzstufen. Diffluenzbecken.

Moränen und interstadiale Ablagerungen an den insubrischen Seen. Interglaciale Thone bei Calprino am Lugano-See. Breccien von Laorea und im Grignagebiete. Interglaciale Thone von Re im Vigezzothale. Die interglaciale Flora auf der Südseite der Alpen. Klima der Südalpen-thäler während der Riss-Würm-Interglacialzeit. Eiszeitliche Schneegrenze und postglaciale Stadien.

Thalübertiefung.

Ausserordentlich grossartig ist die Thalübertiefung im ganzen insubrischen Thalgebiete. Alle Thäler, in welchen sich grosse Gletscher bewegten, werden von Hängethälern mit zum Teil sehr hohen Stufenmündungen begleitet. So das Thal des Toce und das des Tessin, das der Mera und das der Adda. Die Übertiefung erstreckt sich bis in die einzelnen Zungen hinein, in welche sich die grosse Eismasse teilte, und reicht hier bis unmittelbar an die Endmoränen heran. Sie begleitet die Diffluenz der Gletscher.

Tocehal und Ortasee.

Sehr deutlich sieht man dies am Tocegletscher. Sein Thal ist bei Domodossola mindestens um 300 m übertieft; in solcher Höhe mündet über seiner Sohle links das Vigezzo-Thal. Thalabwärts nichts als Stufenmündungen: die der linken Flanke, wo nur unbedeutende Thäler münden, meist höher und schärfer ausgeprägt, als die der rechten Seite, wo die Thäler von der Monterosagruppe herabkommen und dem Tocegletscher namhafte Zuflüsse brachten, die selbst ihre Bahnen übertieften. So kommen wir bis Gravellona, wo die Diffluenz des Eises stattfand, während heute hier die Konfluenz von Toce und Strona erfolgt. Die Übertiefung setzt sich längs der letzteren aufwärts fort, und der Ortasee liegt in übertieftem Felsbecken; stufenförmig münden alle seine Zuflüsse, namentlich die der rechten Seite, wo der M. Camosino das prächtige Beispiel eines durch Unterschneidung seines Ostabfalles bedeutend zugestutzten Berges bildet. Dieser Abfall hat eine ungegliederte Böschung von über 45°, die sich, wie die Karte von de Agostini¹⁾ zeigt, unter dem Seespiegel zunächst noch mit nahezu gleicher Steilheit fortsetzt und erst in 70 m Tiefe erheblich sanfter wird.

1) Il lago d'Orta. Turin 1897.

Immerhin beläuft sie sich bis zur ebenen Bodenfläche des Sees noch auf 27°. An den Endmoränen hört die Übertiefung auf; marine Pliocän-schichten stellen sich im normalen Thale ein, das die Agogna durchfließt. Es ist von stattlicher Breite, breiter als das des Ortasees; dieser aber stellt lediglich einen Einschnitt in eine breite Furche dar, deren hügelige Oberfläche, wie Fig. 104 lehrt, thalähnlich zwischen grösseren Höhen verläuft und innerhalb deren wir einige Terrassenreste finden.

Ein Inselberg, der M. Orfano (791 m) erhebt sich bei Gravellona, wo die Diffluenz des Tocegletschers stattfand, fast 600 m über den heutigen Thalboden. Beiderseits von ihm ist das Tocethal bis zum Langensee hin übertieft; hoch hängen an der rechten Flanke die vom M. Mottarone herabkommenden Thäler. Übertieft ist auch der Ast des Langensees, der sich dem Toce entgegenstreckt; aber er ist es weit weniger als der Hauptstamm des Sees: Fassen wir den Seeboden als Thalboden des Tessin- und des Tocethales auf, so mündet dieses in jenes mit einer Stufe von 170 m Höhe. Auf der Kante dieser Stufe erheben sich die borromeischen Inseln; sie gleichen den Überresten eines Riegels, wie er nicht selten auf der Höhe von Stufenmündungen auftritt. Die Existenz eines solchen Riegels führte uns zur Annahme, dass sich der Seitengletscher bei seiner Mündung in den Hauptgletscher auf diesen aufgeschoben habe (S. 304).

Tessinthal.

Bereits Taramelli ist aufgefallen, dass im ganzen Tessingebiete laterale Wasserfälle sehr häufig sind, was er auf eine wesentliche Verschiedenheit in der Erosionskraft des Haupt- und Nebenflusses zurückführte (III. S. 13). In der That, geradezu typisch ist das Tessinthal übertieft. Seine oberste Partie, das Val Bedretto, ist ein normaler Trog, eingesenkt in ein breites Thal; die steilen Trogwandungen sind bewaldet; auf den höheren Gehängepartien, die der Bodenregion des präglazialen Thales angehören, erstrecken sich weite Alpenflächen und liegen unterhalb Airolo eine Reihe von Weilern. Unterhalb Airolo wird der Trog von einem niedrigen Riegel durchsetzt und zwischen Quinto und Faido scheint er zu enden. Hier wirft sich ein gewaltiger Riegel quer über das Thal; das ist der Monte Piottino, den der Tessin in enger Schlucht durchbricht, dabei um 200 m herabfallend. Diese grosse Stufe, welche die Gotthardbahn in ihrem oberen Kehrtunnelpaare überwindet, steht in unverkennbarer Abhängigkeit vom Gesteinscharakter. Sie knüpft sich an den Übertritt des Tessin aus dem Bereiche leicht zerstörbarer Schiefer von der Art der Bündener Schiefer in das des Gneises, und hier setzt dann unterhalb Faido die Übertiefung neuerlich ein. Sie thut dies in ähnlicher Weise, wie wir es am Trogschluss zu sehen gewohnt sind, nämlich mit einer steilen Felswand, dem flussabwärts gerichteten Abfalle des Monte Piottino, an welchem Abwitterungsformen, wahrscheinlich seit dem Rückzuge der Vergletscherung entstanden, vor den glacialen Rundbuckelformen vorwalten; jedoch fehlen letztere keineswegs gänzlich; gegenüber Faido finden sich Gletscherschliffe in geringer Höhe über dem Tessin. Je weiter man abwärts geht, desto mehr wird das Thal wieder trogförmig, seine untersten Gehängepartien fallen äusserst steilwandig und zwar mit Rundbuckelformen ab. So steil werden die Böschungen, dass oberhalb Giornico die eine Thalflanke abgerutscht ist und zu einem gewaltigen Bergsturze Veranlassung gegeben hat, dessen in Gestalt von Tomahaufen bei Giornico verbreitete Trümmer die Bildung

einer 200 m hohen Thalstufe bedingen.¹⁾ Die Gotthardbahn erklimmt letztere in ihrem unteren Kehrtunnelpaare. Weiter abwärts treffen wir jene Erscheinungen, welche W. M. Davis²⁾ bereits beschrieben und abgebildet hat. Alle kleinen Seitenthäler münden ziemlich hoch; ihre Bäche stürzen in Fällen zum breiten, steilwandigen Hauptthale herab oder nahen sich ihm in engen Klammern. Dagegen münden die beiden grösseren Thäler, das von Blenio bei Biasca und das von Mesocco oberhalb Bellinzona gleichshlig; sie führten dem Tessingletscher mächtige Zuflüsse zu, welche ihre Bahnen gleichfalls übertieften. In sehr entschiedener Weise that dies der Moesagletscher im Val Mesocco: in hoher Stufe mündet dessen Seitenthal, das Val Calanca.

Davis hat aus den erwähnten Verhältnissen der Gegend um Biasca bereits auf eine Übertiefung des Tessinthales durch glaciale Erosion geschlossen, wobei er eine ganz ähnliche Parallele zwischen dem Boden von Gletscherbetten und dem von Flussbetten zog, wie ich es auf dem internationalen Geographen-Kongress zu Berlin 1899 gethan hatte. (Die Übertiefung der Alpenthäler Verhdlgn. VII. intern. Geogr. Kongress. Berlin 1899. S. 232). Dass sich die Hängethäler mit einem breiten Hauptthale verknüpfen, ist ihm unmöglich durch die Annahme rein fluvialer Thalbildung zu erklären. Garwood (On the Origin of some Hanging Valleys in the Alps and Himalayas. Quart. Journ. Geol. Soc. London LVIII. 1902. S. 703) hat dagegen eingewendet, dass das Tessinthal nicht allenthalben die von Davis geschilderte Trogform besitze, sondern mehrfach jenes Verschneiden der beiderseitigen Thalgehänge aufweist, wodurch der entferntere Thalboden dem Blicke entzogen wird, so wie es für die geschlängelten Thäler fluvialer Erosion charakteristisch ist. Er verweist dabei auf die Engen unterhalb Airolo, oberhalb Faido und Giornico. Er wird aber nicht gewahr, dass diese Engen entweder Durchbrüche durch Riegel sind, wie solche am Boden übertieferter Thäler regelmässig auftreten, oder einem Durchbruche durch Bergsturztürme entsprechen. Ihre Existenz schwächt die Argumente von Davis nicht ab.

An der linken Flanke des oberen Tessinthales liegt am unteren Ende des mit einer 800 m hohen Stufe mündenden Piorathales der Ritom See (1829 m), der nach Delebecque (Sur les lacs du Grimsel et du massif du Saint-Gothard. Comptes Rendus Acad. Sc. Paris 28. Nov 1904) eine Tiefe von 45 m hat. Er ist, wie schon von Bonney (Notes on some small lake basins in the Lepontine Alps. Geol. Mag. 1898 S. 15) berichtet, eine Felswanne und gehört zu jenen nicht seltenen Seen, die auf der Höhe von Stufenmündungen auftreten. Nördlich von ihm liegen auf einer durch Gesteinsrippen bedingten Kartreppe der Lago Tom (11.5 m tief) und auf einer höheren Stufe zwei kleinere Wasseransammlungen; im Nachbarkare erstreckt sich der Lago Cadagno (18 m tief). Es handelt sich hier allenthalben, wie bereits Bonney ausgeführt hat, um Felswannen. Eine solche ist auf der rechten Thalfanke nach Bonney auch der gleich hoch wie der Ritom See gelegene Lago Tremorgio. Moränenablagerungen treten im Bereiche dieser Seen sehr zurück.

Langensee.

Unterhalb Bellinzona erweitert sich das Tessinthal allmählich und schliesslich taucht seine Sohle mit mehr als 3 km Breite im Langensee unter. An seinen Ufern steigt das Gelände minder hoch an als beiderseits des Tessinthales in der Gegend von Biasca; die hochgelegenen Hängethäler verschwinden von seinen Flanken, an denen sich stellenweise, insbesondere zwischen Luvino und Laveno, ein verwickelter tief gelegenes Thalgeflecht erstreckt. Nur die kleineren Thäler haben ausgesprochene Stufenmündungen, so die Bäche unfern Brissago und der von Cannero. In die grösseren Seitenthäler stülpt sich das Seethal hinein; eine über 200 m tiefe Bucht³⁾

1) Rütimeyer, dem wir eine prächtige Schilderung des oberen Tessinthales danken (Über Thal- und See-Bildung. Basel 1869. S. 47) hält die Enge Chironico oberhalb Giornico gleich der oberhalb Faido für bedingt durch die Widerstandsfähigkeit des Gesteins.

2) Glacial Erosion in the Valley of the Ticino. Appalachia IX. 1900. S. 136.

3) Vergl. Carta idrografica del Verbano della Regia Marina 1 : 50000.

knüpft sich an die Mündung des Boesio bei Laveno. Meist aber erstrecken sich Alluvialflächen innerhalb dieser Ausstülpungen und greifen als ebenes Land eine Strecke weit flussaufwärts. Hier aber werden sie ganz regelmässig von engen, vielfach unwegsamen Schluchten abgelöst. So ist es an der Maggia unterhalb Locarno: ein Stück weit breite Alluvialfläche längs des Flusses, dann längs der Maggia ein Riegeldurchbruch, während sich das Alluvialfeld noch eine Strecke weit ins Thal von Centovalli hineinzieht, wo es bei Intragna stumpf endet. So auch an der Mündung des Cannobinotales bei Cannobio eine verschüttete Bucht, welche der Fluss durch eine enge Schlucht, den Orrido di S. Anna, erreicht, so bei Intra, so bei Luvino an der Tresa. Hand in Hand mit diesem Mündungstypus geht an der Ostflanke des Sees oberhalb Laveno eine charakteristische Abstufung der in den See vorspringenden Berge, welche die Eisenbahn zu zahlreichen Tunnelbauten ge-

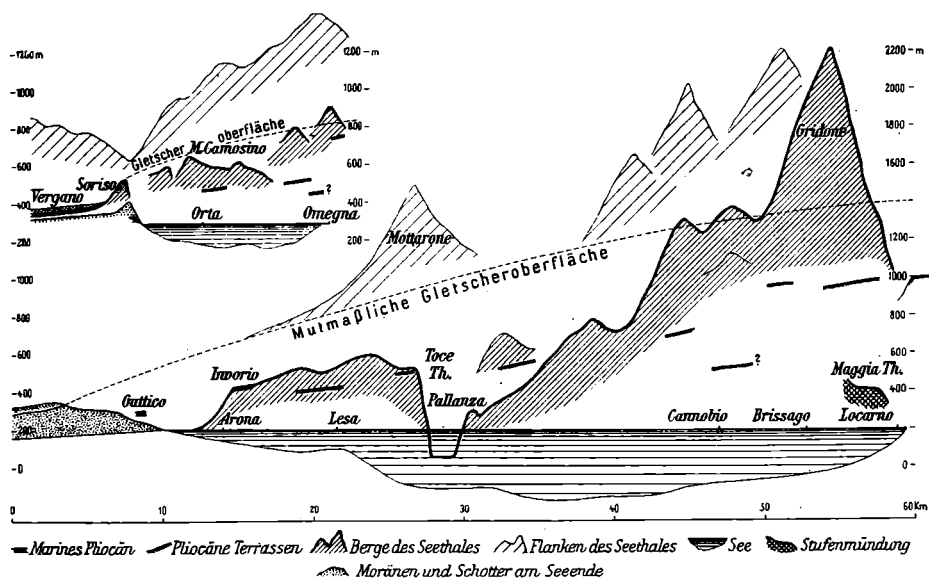


Fig. 104 (links oben) Ortasee und Fig. 105 (unten) Langensee in ihrem Verhältnisse zu den pliocänen Ablagerungen und zur alten Gletscheroberfläche.

nötigt hat. In grossartiger Weise ist das Vorgebirge Madonna del Sasso bei Pino unterschritten; unter dem Wasserspiegel hat sein Abfall eine Neigung von 56° . Ähnlich ist es bei den Pizzoni di Laveno; wir haben hier auf 1000 m Entfernung einen Absturz von mehr als 1200 m Höhe, also 50° , zu $\frac{1}{4}$ unter dem Seespiegel gelegen. Ganz auffällig ist endlich das westliche Seethalgehänge zwischen Lesa und Arona unterschritten; es erscheint wie eine grosse Konkave am Abfalle einer Hochfläche von 400—500 m Höhe, die sich als eine Abstufung von stattlicher Breite am Ostabfalle des M. Mottarone entlang zieht (vergl. Fig. 105).

Die Flüsse haben in diesen Abfall lediglich schmale, klammähnliche Schluchten eingesägt, die ihn nicht weiter gliedern. Das gegenüberliegende Ufer ist hier ziemlich flach; es gehört zum Bereiche des verbanischen Moränenamphitheaters, aus dem sich hier zahlreiche Einzelberge fast bis zum Niveau der Abstufung am andern Seenfer erheben, die uns wie ein stark zerschnittener alter Boden entgegentritt.

Zwischen diesen Einzelbergen finden sich, wie schon erwähnt (S. 792), durchweg über dem Seespiegel gelegen, marine Pliocän-schichten. So zeigt denn der Langensee bis in das verbanische Moränenamphitheater hinein die charakteristischen Spuren glacialer Unterscheidung, aber die Stufenmündungen der Seitenthäler sind von ihm durch kurze ertrunkene oder verschüttete Thalstrecken getrennt.

An der Mündung des Maggiathales erscheint die Alluvialbucht als ein Einschnitt in eine prächtige Rundhöckerlandschaft, die sich rechts des Flusses auf 400—500 m Höhe wie der Überrest einer breiten Mündungsstufe erhebt. Höher, nämlich auf 800—1000 m, steigt weiter aufwärts der Riegel an, der unsere Alluvialbucht vom übertieften Boden des Valle Maggia scheidet. Im Durchbruche der Maggia durch diesen Riegel finden wir eine Terrasse von über 500 m Höhe, die jener Rundhöckerlandschaft dem Niveau nach entspricht. Zwei weitere Furchen zerlegen den Riegel in zwei Inselberge, deren Auftreten an der Mündung des Maggiathales dem der borromeischen Inseln an der überfluteten Mündung des Tocethales entspricht.

Bemerkenswert ist das Verhältnis von Hauptfluss und Nebenfluss im Thale von Centovalli. In enger Schlucht ist die Melezza eingeschnitten; ihre Nebenflüsse springen wiederholt in Wasserfällen zu ihr herab, so der Bach von Verdasio, dessen Fall die Strasse in 524 m Höhe überbrückt, und der Bach vom Remogliasco. Wir haben es mit einer ausgesprochenen Übertiefung zu thun, welche sich jedoch nicht wie die durch glacial Erosion entstandene mit einer ansehnlichen Breite des Hauptthales verknüpft. Es handelt sich um ein seltenes Beispiel fluvialer Übertiefung. Die Melezza folgt dem Streichen leicht zerstörbarer Schichten, in die sie infolge der glacialen Übertiefung des Langensees rasch einschneidet; ihre Zufüsse queren das Schichtstreichen und stürzen über härteres Gestein, auf der rechten Seite über Amphibolit, zu ihr herab.

Westflügel des Luganosees.

Die in der trichterförmigen Erweiterung des Tessinthales oberhalb des Langensees entgegentrete typische Übertiefung folgt auch dem Zweige, der sich von hier über den M. Ceneri ins Luganesische erstreckt. Die Höhe dieses Passes ist ähnlich wie die des Seefelder Passes in Nordtirol und des Brünigpasses im Berner Oberland eine Öffnung in einem ungegliederten Thalgehänge, von der aus dicht neben dem Tessin die Wasser dem Luganosee zufließen. Hier wie da hat der Gletscher des Hauptthales sein Gehänge unmittelbar unter dem Passe unterschritten, wobei sich das Eis in unserm Falle, wie Gletscherschliffe anzeigen, zum Langensee hin bewegte, während seine oberen Lagen über den Pass südwärts abschwenkten. Das vom M. Ceneri zum Luganosee führende Thal ist übertieft: mit einer Stufenmündung von über 100 m Höhe wird es vom Vedeggio erreicht, der es weiterhin durchfließt, und bei Taverne erhebt sich aus ihm eine Gruppe von Inselbergen, wie sie bei Durchschneidung eines Riegels zu entstehen pflegen. Weiter hinein ins Luganesische nehmen die Berge die rundlichen, ungegliederten Gestalten an, wie sie für eine gänzliche Überflutung durch Eis bezeichnend sind; die alten Thalläufe erscheinen stark verwischt. Immerhin haben wir am Westflügel des Luganosees noch eine deutliche Stufenmündung; die Magliasina tritt nördlich Ponte Tresa aus einer solchen von 400 m Meereshöhe; sie hat bereits tief in ihren alten Thalboden eingeschnitten, und die Spitze des Schuttkegels, den sie in den See bis an den einst insular gewesenen Sasso schüttete, ist in die junge Schlucht hineingewachsen. Auch der Rio Pralle bei Brussimpiano mündet stufenförmig; übertieft ist der ganze Westflügel des Luganosees, der bei Morcote mit einem übertieften Aste des Ostflügels zusammenstößt.

Veltlin und Bergell.

Ungemein grossartig ist die Übertiefung im Addagebiete entfaltet. Das Veltlin ist ein typisches Trogthal; alle seine Seitenthäler, mögen sie von der Berninagruppe

oder von den Bergamasker Alpen kommen, münden stufenförmig; die hier auftretenden Wasserfälle oder Strecken steilen Flussgefälles liefern die Wasserkraft zum elektrischen Betriebe der Veltliner Bahn; riesige Schuttkegel sind unterhalb der Stufenmündungen ins Hauptthal geschüttet, manchmal von auffälliger Grossblockigkeit des Materials. Ausgedehnte Felsleisten ziehen sich an den unteren Gehängepartien entlang; sie werden ermöglichen, das Niveau des präglacialen und vielleicht auch anderer Thalböden zu verfolgen. Dort, wo sich der Gletscherast über den Apricapass abzweigte, ist das linke Thalgehänge unterschritten. In grossen Windungen führt die Strasse am Gehänge entlang, um dann in das Passthal einzubiegen. Der Apricapass gleicht wie der M. Ceneri dem Seefelder Passe. Er stellt sich als eine tiefe Öffnung im Gehänge des Gletscherthales dar, die ihre Wasser zu dem Thale hin sendet, wohin das Eis übergeflossen. Ebenso wie das Veltlin ist das vom Splügen kommende Val S. Giacomo und das vom Maloja kommende Bergell ganz ansehnlich übertieft. Die Übertiefung des letzteren beginnt dicht unterhalb des Maloja, und die Thäler der vom Fornogletscher kommenden Orlegna, der Albigna und der obersten Maira, welche nach ihrer Erstreckung unverkennbar einst dem Inn tributär waren, hängen hoch über der Sohle des Bergell, durch das sie heute entwässert werden. Garwood erblickt in dieser Thatsache einen Beweis gegen den glacialen Ursprung der Übertiefung; er fragt, woher das Eis gekommen, das letztere ausgeübt habe. Die Antwort hierauf ergibt sich aus unseren früheren Angaben; wir haben S. 276 gesehen, dass der Inngletscher aus dem oberen Engadin ebenso zum Bergell überfliessen musste, wie aus dem Unter-Engadin über den Pass von Reschenscheideck zum oberen Etschthal; hier wie da ist die Transfluenz des Eises räumlich mit einer Verschiebung der Wasserscheiden verbunden, und die dem einen Thale verloren gegangenen Thalstücke hängen hoch über denjenigen, dem sie zugesellt worden sind.

Comosee.

Die Übertiefung des Addagebietes setzt sich in genau derselben Weise, wie sie im Veltlin entfaltet ist, am Comosee fort. Alle Flüsse, die sich in seinen oberen Stamm ergiessen, münden stufenförmig, so der Livo und Liro bei Gravedona, so der Albano bei Dongo, der Varrone bei Dervio, der Pioverna bei Bellano. Gleich dem Stamm des Sees oberhalb Bellagio sind auch die beiden Arme von Como und Lecco typische Tröge. Steilwandig bricht die Hochfläche von Civenna (südlich Bellagio) gegen den Leccosee ab, unter dessen Spiegel sie noch weiter so steil abfällt, dass die 100 m Isobathe dicht ans Ufer gerückt erscheint¹⁾. In hohen Stufen münden in ihn die beiden aus der Grignagruppe kommenden Thäler der Meria und des Zerbo; in grossartiger Weise sind der M. Moregallo und M. S. Vittore nördlich Lecco unterschritten. Bei Lecco selbst gabelt sich die übertieftete Furche: ein Ast zieht sich über den See von Annone ins brianteische Moränenamphitheater, der andere folgt der Adda bis an die Endmoränen südlich Brivio. Stufenförmig münden alle Zuflüsse des Comoarms, so die Perlana und der Telo im Westen, so der Perlo, so die Bäche von Nesso, Lemna und Molina. Sie alle durchmessen einen Orrido, nämlich eine typische Klamm, bevor sie den See erreichen, und im Frühjahr fallen an dessen Ufern zahlreiche kleine Wasseradern in Kaskaden zu seinem Spiegel herab. Steil wie die

1) Vergl. die Tiefenkarte des Como-Sees bei de Agostini. Bathometrie der Italienischen Seen. Verhđgn. d. VII. intern. Geographen-Kongresses Berlin 1897. S. 259.

Flanken des Seethales, insbesondere im Osten, wo ihre Steilwandigkeit die Anlage einer Uferstrasse hindert, sind auch die Wandungen der Seewanne. Hart am glatt abgeschnittenen Ufer von Nesso bis Careno verläuft die Linie von 400 m Tiefe, und nicht viel anders verhält es sich auf der gegenüberliegenden Seite. Zwischen diesen beiden übersteilen Wänden liegt ein fast ebener Seeboden, der sich bis auf 410 m herabsenkt. Die grosse Tiefe beginnt an der Verengung des Seethales bei Argegno und zieht sich noch durch die Enge zwischen Careno und Torriggia hindurch. Dann steigt der Seeboden allmählich an, und an das übertiefte Seethal knüpfen sich die Zungenbecken von Chiasso und Como, deren zentripetale Abflüsse, die Breggia und die Cosia, gleich der Adda die einzigen Zuflüsse des Comosees sind, die keine Stufenmündungen haben. Am Stamme des Zungenbeckens von Chiasso liegt der kleine Pliocänrest von Pontegana.

Die typische Übertiefung des Comosees entspricht der Theorie; denn sie tritt in einem Gebiete auf, wo — mit Ausnahme vielleicht des obersten Seeendes — der Addagletscher keinerlei seitliche Zuflüsse bekam und sich vielmehr in die Seitenthäler hineinbuchtete. Hier ist ausgeschlossen, dass letztere ihren Charakter als Hängethäger einem Lokalgletscher danken, der sie im Sinne der Annahmen von Kilian, Garwood und Frech vor fluviatiler Erosion schützte; hier ist klar, dass die Übertiefung sich an eine Aktion im Hauptthal knüpft.

Garwood, welcher die Orridos am Como-See kennt (A. a. O. S. 713), hält die Hängethäger, deren Stufenmündungen sie durchsetzen, für anderer Art als die Hängethäger am Tessin. Er verweist darauf, dass die in einen See mündenden Thäler nur bis zum Seespiegel vertieft werden können und daher an den Flanken einer tiefen Seewanne wie Hängethäger erscheinen. Gewiss wird man am Saume einer Seewanne, die durch grabenförmigen Einbruch entstanden ist, derartige Hängethäger finden können; aber nichts spricht dafür, dass sie auch am Comosee vertreten sind. Auch Garwood versucht nicht zu erweisen, dass der Seespiegel je in 400 m Höhe gestanden habe.

Der Umstand, dass die larischen Stufenmündungen lediglich die Fortsetzung eines Phänomens sind, das wir durch das Veltlin und Bergell bis in grosse Höhen hinauf verfolgen können, überzeugt uns, dass es sich hier und da um ein und denselben und zwar um den gleichen Typus von Stufenmündungen handelt, wie im Tessinthal, obwohl wir wohl wissen und erst soeben im Thale von Centovalli erwiesen haben, dass es mehrere Typen von Stufenmündungen giebt.

Ostflügel des Luganosees.

Die Übertiefung des Comoseegebietes macht nicht an den Ufern des Sees halt, sondern erstreckt sich über letzteren hinaus und knüpft sich an all die grösseren Arme, die der Addagletscher ausgesendet hat. Die Weitung des Sassinathales zwischen Cortenova und Introbio ist übertieft. Übertieft ist ferner die Bahn des westlichen Gletscherastes, der sich ins Luganesische erstreckte. Der Sattel von Porlezza ist eine ganz ebensolche Difflorenzstufe, wie wir sie schon am Monte Ceneri kennen gelernt haben. Strasse und Eisenbahn müssen grosse Windungen machen, um von Menaggio aus die Stufenhöhe von 370 m zu erreichen, von der aus sie sich langsam zum Lago del Piano, einem vom Porlezza-See abgegliederten See, und dann zu diesem Aste des Luganosees herabziehen. Unterwegs treffen wir die Stufenmündung des Cuccio, dann am Porlezzasee die des Toldo und des Telo mit dem Orrido von Osteno: es ist ein typischer Trog, der sich auf der Höhe der Difflorenzstufe von Menaggio vom Comosee abzweigt. Der trogförmige Charakter des

Seethales von Porlezza tritt namentlich östlich von Lugano deutlich entgegen. Der Berg von Caprino im Süden und der von Brè im Norden fallen mit Böschungen von mehr als 17° ab, die sich unter dem Seespiegel mit noch grösserer Steilheit fortsetzen, bei Gandria mit einem Winkel von 45° . Die Übertiefung ist ferner am Ceresio auch südlich Lugano scharf ausgesprochen, wo der M. San Salvatore und gegenüber der Sasso Margone in steilen Wänden zum See hinabfallen; sie begleitet beide Arme des sich bei Brusino-Arsizio gabelnden Sees. Der westliche Ast führt uns zum übertieften Westflügel des Sees, über dessen Südzipfel die Übertiefung hinaus bis in das Zungenbecken von Arcisate reicht. Der östliche Ast bringt uns in das übertiefte Thal von Mendrisio und schliesslich in das Zungenbecken von Stabio. In der Peripherie beider Zungenbecken stellen sich, wie schon erwähnt, bei La Folla d'Induno und Pontegana marine Pliocänschichten ein. An den Flanken aber erstrecken sich die Hochflächen von Cuasso Monte einerseits und von Meride-Tremona andererseits, als Reste eines ähnlich hochgelegenen Bodens wie wir ihn bereits am Orta- und Langensee kennen gelernt haben.

Alter der Übertiefung.

Wo die Thalübertiefung im insubrischen Gebiete halt macht, stellen sich wiederholt marine Pliocänschichten ein. Wir können diese Thatsache weder im Sinne von Stoppani deuten, dass die eiszeitlichen Gletscher in ein pliocänes Meer mündeten; denn allenthalben hat sich gezeigt, dass das marine padanische Pliocän älter ist, als das Eiszeitalter; noch können wir aus ihr mit C. Schmidt¹⁾ folgern, dass die insubrischen Seen ehemalige, tief in das Land eingreifende Buchten des Pliocänmeeres sind, deren Ausfüllung durch die eiszeitlichen Gletscher gänzlich ausgeräumt worden ist; denn wir haben keinerlei Anzeichen dafür, dass sich das marine Pliocän über das ganze Seegebiet erstreckte. Vielmehr weisen uns bestimmte Thatsachen darauf, seinen Strand mit Taramelli (IV. Taf. II) unfern seiner heutigen nördlichsten Vorkommnisse zu suchen. Hier treten uns breite Hochflächen von 400--500 m Höhe entgegen, die ohne Beziehung zum Gebirgsbau am Alpenabfalle entlang laufen. Auf ihnen liegen östlich von Biella marine Pliocänschichten; sie finden sich am unteren Ende des Ortasees, ziehen sich von hier zum Langensee, dessen unteres Ende sie, im Osten allerdings bereits stark zerstückelt, umsäumen; dann treten sie ebenso aufgelöst in der Brianza entgegen. Wir vermögen diese Hochflächen nur als einen alten Küstengürtel des Pliocänmeeres zu deuten, dessen Erhebungen durch die Brandung gekappt und durch die Atmosphärlilien abgetragen wurden, während in den Vertiefungen das marine Pliocän abgelagert wurde. Dieser Küstengürtel buchtet sich mehrfach alpeneinwärts aus: wir erkennen Spuren dieser Einbuchtungen in der breiten Furche an den Ufern des Ortasees (Fig. 104), im hochgelegenen Boden an der Westseite des unteren Langensees (Fig. 105) und im Hügellande bei Intra und Pallanza; wir begegneten ihm südlich vom Luganosee.²⁾ Mögen nun diese Ausbuchtungen Überreste von Buchten des Pliocänmeeres sein oder mögen sie die Böden von breiten in dasselbe mündenden Alpentälern darstellen — worauf ihr ziemlich

1) Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano. Verh. Naturf. Gesellsch. Basel IX. *Eclogae geologicae Helvetiae*. II. 1890. S. 1.

2) Vergl. hierzu die während des Druckes dieses Bogens erschienene Arbeit von A. Heim. Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Vierteljahrsschr. Naturf. Gesellsch. Zürich LI. 1906.

steiles Gefälle zu weisen scheint —, wir haben gesehen, dass die übertieften Seethäler tief in sie einschneiden; ihre Einschnitte erstrecken sich am Ortasee und Langensee bis ins Bereich des marinen Pliocäns, welches neben ihnen und erheblich über ihrem Boden ausstreicht. Wir können aus diesen Verhältnissen nur folgern, dass die Übertiefung jünger ist als das marine padanische Pliocän.

Die insubrischen Seen.

Damit gewinnen wir einen Anhalt für die mehrfach umstrittene Frage nach dem Alter der insubrischen Seen. Gelegentlich im Bereiche postpliocäner Einschnitte, können sie nicht, wie Rudolf Hoernes¹⁾ möchte, auf eine grossartige vorpontische Erosion zurückgeführt und mit einer vorpontischen eustatischen Bewegung der Strandlinie im Mittelmeergebiete in Beziehung gebracht werden; wir können sie vielmehr nur, wie es schon von Sacco²⁾ und Taramelli (III, IV) geschehen, als postpliocäne Wannen deuten. Aber wir können auch die Ansichten dieser beiden Forscher über die Ursache der Wannenbildung nicht teilen. Sacco bringt sie mit der postpliocänen Hebung der Alpen in Beziehung, durch welche die Pliocänschichten ihre heutige Meereshöhe erlangt haben, und glaubt, dass es dabei zur Bildung von Synklinalen und klaffenden Spalten gekommen sei. Aber die postpliocäne Hebung der Westalpen, deren Spuren wir bereits wiederholt begegnet haben, besteht lediglich in einer sanften Aufwölbung des Gebirges und war nirgends mit einer Faltung und gegenseitigen Verschiebung der Pliocänschichten verbunden. Der tektonische Vorgang war anders, als Sacco sich ihn vorstellt. Auch hat bereits Taramelli darauf hingewiesen, dass es sich bei den insubrischen Seen nicht um tektonische, sondern um orographische Formen, d. h. um modifizierte Thäler, handelt. Hielt er es zwar (III. 92) für denkbar, dass die Wanne des Langensee, soweit sie sich im Bereiche weicher Sericitschiefer erstreckt, durch die Wasser des Tessin ausgewaschen und ihr Material als Trübung des Flusses fortgeschwemmt sei, und dass auch der Porlezzaese in ähnlicher Weise entstanden sei (III. S. 96), so entwickelte er doch zugleich die Idee, dass auf die postpliocäne Hebung der Alpen eine spätere Senkung gefolgt sei, durch welche das Gefälle der Thäler umgekehrt und diese in Seen verwandelt wurden. (III. 85. IV. 123).

Der Annahme eines postpliocänen Einsinkens der Alpen widerspricht am Ortasee und Langensee der steile alpenwärts gerichtete Anstieg der pliocänen Hochflächen, welcher sich am Ortasee durch das ganze Seethal, am Langensee bis in die Nachbarschaft seiner grössten Tiefe ununterbrochen fortsetzt. Zwar ist jene Annahme durch den Hinweis auf Terrassen längs der beiden Arme des Comosees gestützt worden, welche sich alpenwärts senken. Solche wurden von Philippi³⁾ am Leccosee aufgefunden und von Baltzer⁴⁾ eingehender beschrieben; seither hat Wilmer auch über solche am Comoarme berichtet. Aber es lässt sich nicht erweisen, dass diese Terrassen alte dislozierte Thalböden sind; sie zwingen nicht zur Annahme eines eiszeitlichen Rücksinkens der Alpen.

1) Die vorpontische Erosion. Sitzber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Cl. CIX. Abt. I. S. 811 (853).

2) Sull' origine delle vallate e dei laghi alpini in rapporto coi sollevamenti delle Alpi. Atti R. Acc. delle Sc. Torino XX. 1885. On the Origin of the Great Alpine Lakes. Proceed. R. Soc. Edinb. XIV. 1887.

3) Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues und der Schichtenfolge im Grignagebirge. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XLVII 1895. S. 665, 680, 712).

4) Zur Entstehung des Iseosee- und Comerseebeckens. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1892. S. 323.

Es handelt sich am Leccosee um Phänomene weit geringfügigerer Art als es unsere breiten, allerdings stark durchfurchten Pliocänterrassen sind. Baltzer selbst bemerkt, dass sie besser von weitem als an Ort und Stelle beurteilt werden könnten, und empfiehlt den Aussichtspunkt von Civenna behufs bester orientierender Übersicht; doch habe ich gerade von hier, vielleicht infolge ungünstiger Beleuchtung, die von ihm geschilderten Terrassen gar nicht erkennen können. Erst die Durchwanderung des Geländes zwischen Lierna und Olcio vergewisserte mich, dass hier in der Tat, namentlich bei Galdano, Abstufungen im Thalgehänge vorhanden sind, die sich nordwärts abdachen; nordwärts sich senkende Moränenterrassen, wie sie Philippi angiebt, habe ich hier nicht gesehen. Welcher Art nun diese Terrassen sind, vermag ich nicht zu entscheiden. Sie können möglicherweise dadurch entstanden sein, dass ein etwas vorspringendes sanfteres Thalgehänge unter spitzem Winkel zu seinem Streichen unterbrochen wurde, wobei eine thalaufwärts absteigende Kante entstand, ähnlich einer absteigenden Trogschulter; sie können aber auch Gehängeerscheinungen an einem solchen nordwärts gerichtet gewesenen Seitenthale sein, wie es neben dem Leccosee uns im Sassina-Thal entgegentritt, und wie es der Leccosee selbst, wie wir sehen werden, ursprünglich gewesen ist. Ein zwingender Grund, sie gerade für dislozierte Thalleisten anzusehen, liegt nicht vor. Philippis einschlägigen Argumenten fehlt überhaupt Beweiskraft. Er schliesst aus den ansteigenden Schrammen eines Gletscherschliffes auf eine postglaciale Dislokation. Alle Gletscherschliffe auf den Stosseiten von Rundhöckern steigen an; alle Rundhöcker müssten daher als Zeugen postglacialer Dislokation angesehen werden, wenn man den Gedanken Philippis aufgreift.

Die rückläufigen Terrassen Wilmers am Comoarme habe ich nicht bemerkt, als ich Ostern 1902 speziell in der Absicht, Terrassen zu beobachten, diesen Secarm besuchte. Sie sollen sich am M. Nuvolone gegenüber Lenno und bei Blevio erstrecken.

Aber wollte man auch ein Rücksinken der Alpen annehmen, so würde man doch durch dasselbe keinesfalls die charakteristischen Züge des Comosees erklären können. Wird ein normales Thal derart verbogen, dass es ertrinkt, so tauchen mit seinem Boden auch die Böden der einmündenden Thäler unter, und es entsteht ein Thalsee, der sich in seine Seitenthäler einbuchtet. Dies thut der Comosee nirgends. Seine Seitenthäler sind nicht untergetaucht, sondern hängen über ihm. Seine Übertiefung kann nicht durch Verbiegen oder Verriegeln eines Thalgebietes erklärt werden, und die von Garwood zur Erklärung von Stufenmündungen aufgestellten Hypothesen versagen. Wir müssen auch behufs Erklärung der Entstehung der insubrischen Seen zur Theorie der Übertiefung durch glaciale Erosion greifen.

Besonderheiten des Langensees.

Zug für Zug des Comosees entspricht den Regeln der glacialen Übertiefung, die wir kennen gelernt haben, und ebenso verhält es sich mit dem Luganer See. Am Langensee allerdings treten die Stufenmündungen zurück und er besitzt in seinen theils noch bestehenden, theils verschütteten Buchten eine Besonderheit. Gerade aber der Langensee ist in besonderem Umfange durch die glacialen und fluvioglacialen Ablagerungen an seinem Südennde gestaut und erfüllt deswegen nicht bloss ein übertieftes, sondern zugleich auch in Folge jener Stauung ertrunkenes Seethal, woraus sich seine Besonderheiten erklären lassen.

Man kann die verbanischen Alluvialbuchten unter der Annahme erklären, dass der Seespiegel jetzt höher liegt als zur Zeit, als die Zerschneidung der Stufenmündungen begann, sodass das untere Ende der Klamm ertrunken ist, während sich das obere noch eintieft und uns in den Orridos entgegen tritt. Wir würden in ihnen Hinweise auf eine sehr tiefe Lage des Seespiegels zur Riss-Würm-Interglacialzeit zu erkennen haben. Keinesfalls können wir sie mit einem Rücksinken der Alpen in Verbindung bringen; denn dieses hellt das Auftreten der Klammen nicht auf, welche sich am oberen Ende jener Klammen regelmässig einstellen. In der tiefen Bucht von Laveno liegt ferner möglicherweise der Überrest eines sich einst abzweigenden, durch den Boesio zugeschütteten Seeastes vor.

Besonderes Studium erheischt noch das Verhältnis zwischen den Stufenmündungen im Tessinthale und dem pliocänen Boden am unteren Ende des Verbano (vergl. Fig. 105 S. 802). Der pliocäne Thalboden erhebt sich vom unteren Seende bis in die Gegend zwischen Intra und Cannobio von 400 bis auf 700 m, die Stufenmündungen senken sich hingegen von der Gegend von Biasca bis zum oberen Seende von 900 auf 5—600 m Höhe herab. Entsprechen beide demselben Thalniveau, so hätten wir eine postpliocäne sattelförmige Aufwölbung anzunehmen, welche den Verbano quer durchsetzt. Doch schliessen wir aus der Tatsache, dass in der Gegend von Intra die durch die Orridos der dortigen Flüsse angezeigten Stufenmündungen in viel tieferen Niveau auftreten, als die pliocänen Thalböden der Gegend und in das Niveau der Stufenmündungen im Tessinthal fallen, dass beide jünger sind als die pliocänen Terrassen. Möglicherweise setzen sich letztere im hohen Riegel an der Mündung des Maggiathales in die dortige Alluvialbucht fort, während die hier in ansehnlicher Höhe über dem Flusse auftretende Felsleiste in das Niveau der tessinischen Thalmündungen fällt. Darnach haben wir es im Tessingebiete vielleicht in ähnlicher Weise mit zwei verschiedenen Thalniveaus zu thun, wie in der Schweiz; die Geländedarstellung auf Blatt 508 des Siegfriedatlas ermutigt, solche auch oberhalb Biasca zu suchen. Felsterrassen in verschiedenen Höhen an der Adda legen gleiches für das Veltlin nahe.

Die Tiefen der Seen.

Langensee und Comosee haben Tiefen, deren Grösse ihrer Entstehung durch glaciale Erosion zu widersprechen scheint; doch übersteigt auch bei ihnen der Anstieg von der tiefsten Stelle des Seebodens bis ans Südende des Sees nicht das entsprechende Gefälle der Gletscheroberfläche. Ganz strenge Vergleiche lassen sich allerdings bei unserer geringen Kenntnis der erraticen Grenzen nicht ziehen. Von der tiefsten Stelle des Langensees bis zu dessen Südende steigt der Seeboden um 372 m, die Geschiebegrenze aber senkt sich von etwa 1100 m auf 400 m; dem Gegengefälle von 13 ‰ des Gletscherbodens steht ein Gefälle der Gletscheroberfläche von 28 ‰ gegenüber. Unfern der tiefsten Stelle des Comosees (410 m) ferner fand Wilmer am Monte San Primo die obere Grenze des Erratikums bei 1250 m und am Seende bei 800 m. Auch hier ist das Gefälle der Gletscheroberfläche (33 ‰), wenn auch nur wenig, grösser als das Gegengefälle des Gletscherbodens (30 ‰), aber wir kombinieren hier wahrscheinlich erratiche Funde der letzten und vorletzten Eiszeit mit einander; thatsächlich dürfte der würmeiszeitliche Gletscher ein Gefälle von 40 ‰ gehabt haben. Dabei ist zu beachten, dass die Gesamttiefe des Comosees gleich der des Langensees keineswegs allein auf Rechnung glacialer Erosion zu setzen, sondern teilweise auch der glacialen Abdämmung zuzuschreiben ist, durch welche möglicherweise die während des Maximums der Vergletscherung gezeitigten Gefällsverhältnisse des Gletscherbodens beim Rückzuge der Vereisung gestört worden sind.

Seegabelung. Einfächerung.

Die Annahmen eines tektonischen Ursprungs der insubrischen Seen ist von Sacco durch den Hinweis auf ihre eigentümliche Erstreckung gestützt worden. Der Comosee und der Ostflügel des Luganosees gabeln sich, das scheint ihrer Entstehung durch Umbildung von Thälern zu widersprechen. In der That ist es schwer, diese Eigentümlichkeit durch die Annahme, dass verbogene Thäler vorliegen, zu erklären. Wir haben sie bereits aus dem Diffuenzgebiete der eiszeitlichen Vergletscherung kennen gelernt. Der Bodensee (S. 416) im Alpenvorlande gabelt sich in gleicher Weise wie die genannten Seen in den Alpen, und hier wie da ist die Seegabelung ebenso mit einer alpeneinwärts gerichteten zentripetalen Entwässerung verbunden. Die letztere ist uns wiederholt schon in Gebieten glacialer Diffuenz, namentlich im Bereiche der grossen subalpinen Eisfächer (S. 139, 157) im Salzkammergute (S. 218) und im Reussgebiete

(S. 536) auch innerhalb der Alpen entgegengetreten und wir haben erkannt, dass sie mit dem Austönen der Übertiefung in Zusammenhang steht. Im insubrischen Gebiete haben wir gesehen, dass sie in einem bestimmten Falle nicht ursprünglich ist. Der heute zentripetal entwässerte Ortasee liegt in einem Thalgebiete, das die Anordnung eines gewöhnlichen zentrifugalen hat. Unverkennbar ist sein Thal in das hydrographische Gebiet des Eisfächers des Tocegletschers einbezogen worden. Diese Einfächerung kann nicht der Anhäufung der Endmoränen am Süden des Sees zugeschrieben werden; denn letztere haben einen felsigen Sockel. Sie muss auf die allmähliche Zerstörung der Wasserscheide nördlich Omegna zurückgeführt werden. Dass diese erst während des Eiszeitalters und zwar in einer späten Phase desselben gefallen ist, geht aus dem Mangel von Altmoränen im cusischen Moränenamphitheater hervor. Dass bei jener Zerstörung das Eis eine grosse Rolle gespielt hat, erweist der übertiefte Charakter des heutigen Stronathales. So erkennen wir, dass die Diffuenz des Tocegletschers nicht durch eine ursprünglich aussergewöhnliche Anordnung der Flussläufe bedingt ist, sondern dass letztere erst allmählich infolge der Diffuenz, und zwar sichtlich unter Mitwirkung der glacialen Erosion, zustande gekommen ist.

Dass ein Gletscherarm, welcher über einen Pass hinweggeht, diesen erniedrigt, lehren uns die grossartigen Rundhöckerlandschaften auf dem St. Gotthard und auf der Grimsel, lehrt uns der breite U förmige Querschnitt solcher vom Eise überflossener Pässe. Sind wir nun im Bereiche der Gletscherzungen, wo die Erosionskraft gegen das Ende hin rasch abnimmt, so kann es geschehen, dass die Summe der Erosionswirkungen auf dem Passe weit bedeutender ist, als an einer jenseits desselben gelegenen Stelle, und ist der Höhenunterschied zwischen beiden Orten kleiner als der Unterschied in den Erosionswirkungen an beiden, so wird der Pass durch das Eis ganz abgetragen, und das jenseits von ihm gelegene Thal erhält ein verkehrtes Gefälle. Mündet es zugleich in ein wannenförmig übertieftes Thal, so wird der See, der dieses erfüllt, sich gabeln.

Wir sehen im insubrischen Gebiete die verschiedenen Stadien einer solchen Entwicklung. Der M. Ceneri ist eine Öffnung zwischen dem Thale des Tessin und dem des Vedeggio, und zwar ist sie bereits gegenüber dessen Oberlauf übertieft; aber noch liegt sie in ansehnlicher Höhe (282 m) über dem Spiegel des Luganosees. Viel tiefer ist der Sattel vor Porlezza abgeschliffen; er überragt den Ceresio um kaum 100 m, und würde das Tresathal geschlossen werden, durch das letzterer seine Gewässer dem Langensee zusendet, so würden die ihn umgürtenden Endmoränen hinreichen, ihn so hoch zu spannen, dass er über den Porlezzasattel zum Comosee überfliesst. Dann würde er ein Seitenstück zum Ortasee werden. Das östlich vom Comosee mündende Sassina-Thal hat eine derartige Entwicklung schon durchlaufen; noch verrät die Richtung seiner oberen Zuflüsse, dass das Thal mindestens bis Introbio herab einst nach Süden entwässert wurde; es ist bereits gänzlich eingefächert und birgt an seinem oberen Ende keinen See mehr wie das Ortaseethal. Noch weiter ist die Entwicklung am Süden des Luganosees und im Comosee selbst gegangen. Wir haben Gründe dafür kennen gelernt, dass der Comoarm das alte Addathal darstellt, und dass der Leccoarm erst spät zum Ausflussthore des Adda-Eises wurde. In seinem Bereiche muss eine Wasserscheide zu Falle gebracht worden sein; mutmasslich war sein nördlicher Teil einst ein ähnliches Seitenthal des Comoseethales wie heute noch das Nachbarthälchen von Esino — vielleicht erinnern die von

Philippi und Baltzer beschriebenen Terrassen an diesen Zustand —, während sein südlicher Teil sich mutmasslich zur Brianza entwässerte. Die dazwischen gelegene Scheide ist gänzlich abgetragen, und das eingefächerte Thal hat schliesslich den Seeabfluss und damit das Hauptgletscherthal an sich gezogen.

Ein solcher Wechsel in der Bedeutung der Thallinien kann ungemein leicht in Gebieten glacialer Diffuenz erfolgen. Sobald zwei Gletscherzungen neben einander das Gebirgsvorland erreichen, entscheidet über ihre Bedeutung ihr hydrographischer Rang: diejenige, welche den Alpenfluss an sich fesselt, wird schliesslich auch als Gletscherbahn die erste Rolle spielen. Ob der Comoarm oder der Leccoarm die Adda dem Alpenfusse zuführt, hängt lediglich davon ab, vor welchem Arme in einem gegebenen Momente des Gletscherrückzuges die Endmoränen tiefer abgetragen sind. Im Iarischen Amphitheater sind seit Rückzug der letzten Vergletscherung in jenem Thale, in dem die Eisenbahn von Mailand über Monza nach Como führt, die Jung-Endmoränen nur bis zu einer Höhe von knapp 280 m quer durchschnitten, und deutlich erkennen wir hier im viel gewundenen Laufe der *Acquanegra* einen ehemaligen Seeausfluss. Er ist in dem Augenblick ausser Funktion gesetzt worden, als sich der *Addagletscher* bis oberhalb *Bellagio* zurückgezogen hatte, da damals die Zerschneidung der Moränen des *Brivioastes* tiefer herab gediehen war.

Es spielt überhaupt die Anhäufung der Endmoränen an der Peripherie des Diffuenzgebietes eine wichtige Rolle bei der Einfächerung; sie können die Wasser zum Abfluss in zentripetaler Richtung zwingen, auch wenn hier die Abtragung des Thalbodens noch nicht so weit gediehen ist, wie weiter gletscherauswärts, indem sie die Wasser zu einem See spannen und zum Überfliessen über eine Schwelle veranlassen, die höher liegt als ihr Sockel. Das zentripetal gerichtete Gerinne furcht ein zentripetal gerichtetes Thal ein, da es nach den übertieften Gebieten hinfliesst, und dies fluviatile Erosionsthal kann bei späteren Vergletscherungen im Sinne unserer Ausführungen auf S. 253 und 419 dem Eis die Wege weisen. Das Einschneiden derartiger Gerinne ist um so lebhafter, je mehr das Thal übertieft ist, zu dem sie sich richten, und unter Umständen können sie durch rückwärtige Erosion das Gebiet der zentripetalen Entwässerung noch vergrössern.

Während die Thalentwicklung im Comoseegebiet ganz und gar von der Diffuenz des *Addagletschers* beherrscht wird, liegen am Langensee die Sachen verwickelter. Wir haben es nicht bloss mit Thälern zu thun, welche wie das *Cuvio-* und *Stresathal* bereits eingefächert sind oder auf dem Wege dazu sind, sondern daneben haben wir auf der Ostseite auch eine Serie von Thalstücken, welche einer temporären peripherischen Entwässerung entsprechen, wie z. B. die Thälchen von *Due Cossani* und seine Nachbarn nordöstlich von *Luvino*. Es wird noch weiterer Untersuchungen bedürfen, um das dortige Gewirre von Thälern in seine Bestandtheile aufzulösen.

Diffuenz- und Transfluenzstufen.

Die glacialer Diffuenz ist ganz ähnlich mit dem Auftreten von Stufenmündungen verbunden, wie die glacialer Konfluenz. Auf einer ansehnlichen Stufe mündet das Thal von *Sassina* und selbst die Abzweigung des *Comosee-Astes* vom Stamme des *Comosees* erfolgt auf einer überfluteten Stufe von 100 m relativer Höhe. Während aber die Konfluenzstufen sich ausschliesslich an die Thalmündungen knüpfen, erscheinen die Diffuenzstufen auch an Stellen, wo der glacialer Diffuenz nunmehr keine hydrographische Konfluenz gefolgt ist, und sie treten als stufenförmige Thalöffnungen entgegen. Typisch dafür sind der *M. Ceneri* und der Sattel von *Porlezza*. Der letztere lehrt uns, wie leicht bei fortschreitender Einfächerung eine solche stufenförmige Thalöffnung in eine stufenförmige Thalmündung verwandelt werden kann. Das wird jedoch nur dort eintreten, wo das Überfliessen des Eises im Bereiche der Gletscherzunge erfolgt, wo daher die Erosionskraft der abgezweigten Äste sich mindert. Im Nährgebiete hingegen, wo die abgezweigten Äste weitere Zuflüsse erhalten, welche deren Erosionskraft thalabwärts steigern, kann die fortschreitende Übertiefung der Bahn dieses Astes dahin führen, dass schliesslich die stufenförmige Thalöffnung bis zum Boden des Stammthales erniedrigt wird und nach dem Schlusse

der Vergletscherung dessen Fluss ablenkt. Wir unterscheiden daher wegen ihrer verschiedenen morphologischen Wirkung die glaciale Diffluenz vornehmlich in den Abschmelzgebieten von der glacialen Transfluenz in den Nährgebieten. Wir werden eine glaciale Anzapfung durch glaciale Transfluenz am Reschenscheideck kennen lernen, dessen Thalentwicklung, wie bereits erwähnt, jener südlich vom Berninapasse sehr ähnlich ist. Auch an die Transfluenz knüpfen sich, wie wir am Apricapasse gesehen, stufenförmige Thalöffnungen, Transfluenzstufen.

Das Vorhandensein der Diffluenz- und Transfluenzstufen gewährt uns einen Einblick in den Mechanismus der Eisarbeit. Der Gletscher fliesst in seinem Bette wie ein Strom und vertieft es; ist eine Lücke in seinem Ufer, so fliesst er durch dieselbe über; aber es steigen die unteren Stromfäden nicht zur Lücke hinauf, sondern die oberen biegen in dieselbe ab. So sehen wir unten Unterschneidung des Gehänges, an das sich der Tessingletscher unterhalb Bellinzona anschmiegt, und am Fusse des M. Ceneri folgen die Schrammen, wie Stapff berichtet (a. a. O. S. 527), noch der Richtung des Tessinthales, auf der Sattelhöhe schwenken sie südostwärts ab. Übertrifft die Erosion im Hauptthale die in der stufenförmigen Thalöffnung, so wird deren Höhe im Laufe der Zeit vergrössert; da aber aller Übertiefung nach unten eine bestimmte Grenze gesetzt ist, so kann die Stufenhöhe nur bis zu einem gewissen Masse wachsen und kann sodann an Höhe wieder verlieren, wenn sie das Maximum ihrer Tiefe später erreicht als das daneben gelegene Thal. Ihre Höhe wird hingegen schon von Anfang an geringer, wenn auf ihr die Erosion grösser als im Stammthale ist; in diesem Falle kann sie ganz zum Verschwinden gebracht werden.

Diffluenzbecken.

Die glaciale Diffluenz und die glaciale Transfluenz sind bedeutsame Faktoren für die Ausgestaltung eines Thalgebietes nach den Bedürfnissen seiner Vergletscherung. Die Transfluenz kann zur Abgliederung ganzer Thalgebiete führen, deren überfliessendes Eis bequemere Wege gewinnt als das abfliessende Wasser; die Diffluenz führt zur Einfächerung ursprünglich unzusammenhängender Thalstücke in ein grosses Diffluenzbecken, das sich im Gebirge im Laufe der Zeiten ganz ebenso entwickeln kann, wie ein grosses Zungenbecken im Gebirgsvorlande, nur dass seine einzelnen Teilbecken stärker von einander isoliert sind und jedes einzelne für sich mehr den Eindruck eines selbständigen Zungenbeckens macht, als die Zweigbecken im Alpenvorlande (vergl. S. 147). In beiden Fällen aber folgt der Diffluenz des Eises nach Schwinden der Vergletscherung eine Konfluenz der Gewässer, und ist das Zentrum des Beckens eine Wanne, so gabelt sich diese.

Unsere Erkenntnis von der grossen Bedeutung der glacialen Konfluenz und Diffluenz für die Ausgestaltung des Thalnetzes führt uns zu einer andern Würdigung der stufenförmig geöffneten Thäler als bisher geschehen. Man hat dieselben, und ich habe es wiederholt selbst gethan, im Sinne von Rütimeyer und Heim als Thaltorsos angesehen, als Rudimente alter Thäler, deren Oberlauf durch fluviale Erosion abgezapft worden ist. Taramelli (IV. Tafel II) hat diesen Gedanken auf das insubrische Thalgebiet angewendet und eine Karte entworfen, welche die stufenförmig geöffneten Thäler des Ceneri- und Porlezzasattels als entwurzelte Thäler der älteren Diluvialzeit zeigt. Nach unseren Ausführungen handelt es sich hier, wie auch im Ortaseethale, um ursprünglich selbständige Thäler, welche auf dem Wege sind, eingefächert zu werden, was mit dem Ortaseethale schon geschehen ist. Dass auch andere als alte Torsos gedeutete im Bereiche glacialer Transfluenz gelegene Thalstrecken keine solchen sind, zeigt sich auch an den Pässen, die vom Inngebiete zum Isargebiete führen, und unter welchen der Seefeldler Pass

uns wiederholt als Typus einer stufenförmigen Thalöffnung gedient hat. Wir konnten S. 186 darthun, dass zur Mindel-Eiszeit jene Risse noch nicht so weit geöffnet waren, wie heute. Welche Rolle die glaciale Diffuenz für die Ausgestaltung des Schweizer Mittellandes spielt, haben wir S. 528, 537, 568 und 591 erörtert.

Moränen und interstadiale Ablagerungen an den insubrischen Seen.

Im Bereiche der insubrischen Seen treten mächtige Moränenablagerungen auf, welche sich teils in ansehnlicher Höhe über dem Seespiegel als Krönung steilerer Gehängepartien entlang ziehen, teils sich am Seeufer dem Fuss von solchen anschmiegen. Die höheren Moränen zwischen dem Luganosee und dem Comoarm des Lario bewirken eine wahre Verbauung des Thalgebietes von Intelvi; die links des Langensees gelegenen dämmen den kleinen See von Elio auf; bei Lecco lagern sie mächtigen geschichteten Ablagerungen auf, welche den Charakter von Staubildungen tragen. Aber auch unter den tief gelegenen Moränen treffen wir geschichtete Ablagerungen; so z. B. findet sich am Langensee in der Gegend von Luino und bei Porto Valtravaglia, wie Fig. 107 lehrt, ein Profil ganz ähnlich dem von Eybens im

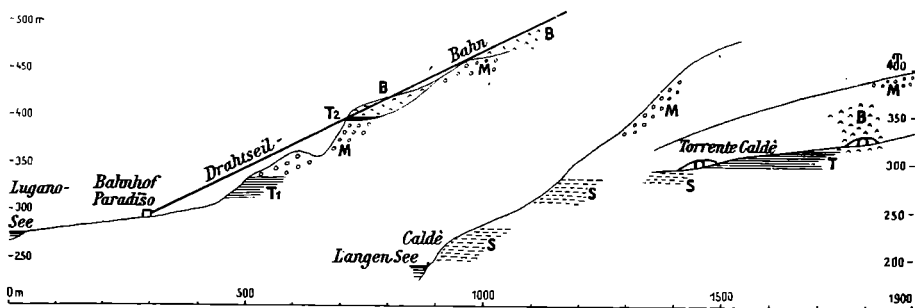


Fig. 106 links. Profil am Nordfusse des M. S. Salvatore bei Lugano.

T. Interglaciales Thone, von Moräne überlagert, darüber Seekreide T_2 , bedeckt von Gehängeschutt B. Fig. 107 rechts. Horizontal geschichtete Schotter S am Gehänge des Langenseethales bei Caldè südlich Porto Valtravaglia ausstreichend, am Torrente Caldè darüber Thone T mit Pflanzenresten, überlagert von Gehängeschutt B, der von Moräne M bedeckt wird.

Isèrethale (vergl. S. 689): unter den Moränen Gehängeschutt, welcher Pflanzenreste führenden Thonen aufruht, tiefer dann Schotter bis zum Seespiegel herab. Beim Anstiege von Locarno nach Madonna del Sasso sehen wir ferner links vom Wege frisches Gerölle auf rötlich verwittertem aufruhend. Endlich hat Wilmer unter den tiefgelegenen Moränen, welche sich am Westufer des Comosees dort erstrecken, wo sich der Comoarm abzweigt, am Perlanabache bei Campo ein altes Delta und am Mainonabache bei Tremezzo fossilführenden Thon aufgefunden. Alle diese Vorkommnisse lehren uns, dass die Ablagerung der tief gelegenen Moränen an den Seeufern nicht unmittelbar nach der der hochgelegenen folgte, entsprechend einem ununterbrochenen Gletscherrückzuge, sondern dass auf das Maximum der Würm-eiszeitlichen Vergletscherung ein Gletscherrückzug eintrat, worauf die Gletscher neuerlich fast bis zu den Grenzen der Jungmoränen vorstießen. Möglicherweise entsprechen diesem letzteren Vorstosse, der dem auf die Laufschwankung im nördlichen Alpenvorlande erfolgten (S. 138, 157, 422) und dem im Schweizer Mittelland (S. 533), sowie im Isèrethale (S. 691) erkannten an die Seite zu stellen ist, die niederen Terrassen am

Tessin und an der Adda, welche jeweils von den innersten Moränen der Amphitheater ausgehen, sowie die beiden Moränenwälle, welche den Luganosee queren: Der eine bei Melide, welcher der Gotthardbahn ermöglicht, den See zu überschreiten, der andere zwischen Brusimpiano und Morcote, nachgewiesen durch die Auslotung des Sees für den Siegfriedatlas.

Innerhalb des innersten Moränenwalles treffen wir am Süden des Langensees zwischen Dormello und Dormeiletto ausgedehnte lacustre Ablagerungen, welche auf einen Seestand in 230 m deuten; ein ähnlicher wird auch durch ein Delta am Torrente S. Bernardino bei der Osteria del Plus oberhalb Intra in 224 m Höhe angezeigt. Die lacustren Schichten von Dormello schliessen sich unmittelbar an solche mit gekritzten Geschieben, also an fluviolacustre an. Die benachbarten Endmoränen sind stellenweise mit gelbem, sandigem Lehm überdeckt, welcher in flachen Mulden stellenweise 2—3 m Mächtigkeit erreicht. Seine obersten Partien sehen vielfach schwarz aus, wahrscheinlich wegen Anreicherung humoser Substanzen in ihnen. Ähnliche Ablagerungen finden sich über den Moränen östlich vom Gipfel des M. S. Quirico bei Angera und bei Baveno, worauf mich Professor Taramelli aufmerksam machte. Wir haben es hier wohl mit einem sandig-stäubigen Anflug zu thun, ähnlich wie bei Innsbruck (S. 351).

Bemerkenswert ist, dass die Schotter von Val Travaglia bis zum Seespiegel herab horizontal geschichtet sind: zur Zeit ihrer Entstehung kann daher der Langensee nicht bis zu seiner heutigen Höhe gespannt gewesen sein, während uns die Ablagerungen am Comosee gleichzeitig ein höheres Seeniveau überliefern.

Interglaciales Thone bei Calprino am Luganosee.

Neben den Schichten, denen wir lediglich ein interstadales Alter zuzuschreiben vermögen, treffen wir in der Nachbarschaft der insubrischen Seen Ablagerungen, die nach Art ihres Auftretens oder nach ihrer Flora auf ein interglaciales Alter weisen. Am Nordfusse des M. S. Salvatore streichen unweit der Stelle, wo die auf diesen Berg führende Drahtseilbahn die Gotthardbahn überschreitet, dunkel graugrüne pflanzenführende Thone aus, in welchen Sordelli¹⁾ bereits 1877 eine quartäre Flora nachgewiesen hat, während sie später von C. Schmidt²⁾ als pliocän angesehen worden sind. Bald darauf deutete sie Baltzer³⁾ auf Grund ihrer Flora als interglacial. Er nennt den Ort ihres Auftretens Paradiso nach dem benachbarten Bahnhofe der Drahtseilbahn, Sordelli dagegen Calprino nach der nächsten Gemeinde. Über den Thonen (T₁ Fig. 106) lagert mächtige Moräne (M), stellenweise mit Bänderthon verknüpft; darüber folgt in 400 m Höhe ein 2—3 m mächtiges Lager von Seekreide (T₂), bedeckt von lose verkittetem Gehängeschutt, lockerer Kalkbreccie (B); C. Schmidt erachtet diese Seekreide für interglacial und berichtet, dass sie von Moräne überlagert werde. Davon habe ich mich nicht vergewissern können: als Hangendes tritt allenthalben, sowohl an der Drahtseilbahn wie auch weiter westlich beim Dorfe Pazzallo die lockere Kalkbreccie auf, und diese wird nirgends von Moräne überlagert; wohl aber stösst solche unter ihr stellenweise, wie Fig. 106 lehrt, an der Drahtseilbahn hindurch. Wir erachten sie daher für eine postglaciale Gehängebildung, welche eine lokale, auf den Moränen gelegene Seeablagung im wesentlichen gleichen Alters überlagert. Während wir sohin der Seekreide eine verhältnismässig jugendliche Entstehung zuschreiben müssen, pflichten wir Baltzer in der Deutung der

1) Observations sur quelques plantes fossiles du Tessin méridional etc. Archives d. Sc. phys. et nat. Genève 1877 S. 270. Flora fossilis insubrica S. 208.

2) Die pliocänen und glacialen Ablagerungen am Nordabfall des Monte San Salvatore Eclogae geologicae Helvetiae. II. 1890. S. 50.

3) Geologisches. Mitt. d. Naturf. Gesellsch. Bern 1891. S. 93.

Thone von Calprino-Paradiso als interglacial bei. Wir können sie nicht, wie die eben besprochenen Ablagerungen von Val Travaglia u. s. w. in einer Schwankung der Würm-Eiszeit unterbringen. Nach der Art ihres Auftretens sind sie Sedimente eines Luganosees, welcher bis 330 m Meereshöhe reichte: So hoch kann der See nach dem Maximum der Würm-Eiszeit nicht gespannt gewesen sein. Wohl erreichen die Endmoränen, welche seine Südzipfel umgeben, grössere Höhen; aber der Riegel, welchen die Tresa durchbricht, um zum Langensee zu gelangen, steigt nur bis 310 m an. Ferner trägt die Flora durchaus keinen glacialen Charakter; wenn auch die Fundstelle 1300—1400 m unter der Schneegrenze der Würm-Eiszeit gelegen ist und daher beim Herannahen der Vergletscherung in der Waldregion lag, so hat sie doch Arten wie das pontische Rhododendron und den Buxbaum geliefert, deren obere Grenze in grösserem Abstände von der Schneegrenze verläuft (vergl. S. 390).

Wir führen die in Calprino vorkommenden Arten in unserer Tabelle S. 821 an und bemerken, dass die Schneckenarten, welche Sordelli von unserm Vorkommnis erwähnt, laut seiner Angabe einem Ausbisse beim Hofe Morchino unweit Pazzallo entstammen, wo wir die postglaciale Seekreide fanden. Man könnte geneigt sein, die Thone von Calprino mit Bänderthonen zu parallelisieren, welche in gleicher Höhe 1 km weiter westlich bei Noranco auftreten und in einer Ziegelei verarbeitet werden. Doch sind beide Thone petrographisch verschieden; werden die von Calprino durch recht häufige Pflanzenreste charakterisiert — ich selbst sammelte nach freundlicher Bestimmung von Prof. E. Fischer in Bern Blätter von *Buxus sempervirens* L., von *Fagus silvatica* L., ferner Rindenstücke und Pollenkörner von Coniferen, welche auf ausgedehnte Nadelwaldbestände in der Nachbarschaft hinweisen —, so werden die von Noranco durch das Auftreten von gekritzten Geschieben als fluviolacustre Ablagerung gekennzeichnet.

Baltzer ist 1891 geneigt, eine von ihm 1890 entdeckte fossilführende Ablagerung von Cadenabbia am Como-See (Fossile Pflanzen vom Comer-See. Mitt. naturf. Gesellsch. Bern 1890 S. 139) gleichfalls als interglacial zu betrachten. Es handelt sich um Thone, welche reich an sehr gut erhaltenen Pflanzenresten sind, die 12 m über dem Seespiegel in einer Mächtigkeit von 6 m unter Bedeckung von 1,6 m Kies aufgeschlossen waren. Sind sie zwar in etwa gleicher Höhe über dem See, wie die benachbarten von Wilmer entdeckten fossilführenden Thone bei Trenezze, so fehlt doch hier die Moränenbedeckung, welche ein höheres Alter der Ablagerung erweisen würde, und eine recente Entstehung ist nach Baltzers erster Mitteilung nicht ausgeschlossen. Auch Sordelli (Flora fossilis Insubrica S. 210) zweifelt an ihrem höheren Alter; wir selbst konnten 1904 keine Spur mehr von ihr auffinden; alle Aufschlüsse waren zerstört.

Breccien von Laorca und im Grignagebirge.

Eine ungemein reichhaltige Schichtfolge erschliesst die glaciale Verbauung des Geranzone-Thales bei Lecco, durch welche der Grignabach aus seinem Thale geschoben und genötigt worden ist, zwischen dem M. due Mani und dem M. Albano in enger Schlucht hindurchzubrechen. An der Brücke von Malavedo beutet eine Ziegelei grauen Bänderthon aus, unter welchem ganz nahe bei der Brücke horizontal geschichteter Schotter austreicht; darüber folgen Schotter und Moränen, ein untrennbares Ganze bildend. Wir können Philippi¹⁾ nicht beipflichten, wenn er die Thone als interglaciale bezeichnet; Stoppani²⁾ hat das Richtige getroffen, indem er sie als glaciale Staubbildung schildert. Diese Thone stossen an der Rückwand des Aufschlusses unter eigentümlichen Verhältnissen an eine Breccie an: sie greifen stellenweise in sie hinein, heben sich aber allenthalben scharf von ihnen ab. Sichtlich hat die Breccie hier wie heute noch weiter nördlich zwischen Malvedo, Laorca und

1) Geologie der Umgebung von Lecco. Zeitschr. d. D. geol. Ges. IL 1897. S. 318 (363).

2) Corso di geologia II. Cap. 27. Era neozoica S. 241.

Pomeda, wo sie rechts des Geranzone am Fusse des M. Coltignone ausstreicht, einen höhlenreichen Abfall gebildet, in dessen Nischen und unter dessen überhängenden Wänden der Bänderthon zur Ablagerung gelangte. Die Breccie selbst ist zämentierter Gehängeschutt, der sohin, wie auch aus dem Auftreten von Geschieben der Breccie in den Moränen hervorgeht, bereits vor der letzten Vergletscherung verfestigt war. Philippi, welcher ihre Oberfläche bei Laorca unter den hangenden Moränen geglättet fand, hält sie für wahrscheinlich interglacial; in der That zeigen einzelne ortsfremde Geschiebe in ihr an, dass bereits vor ihrer Ablagerung ein Transport von erraticem Material stattgefunden hat. Darnach dürfte die Breccie ähnlich der Höttinger zwischen zwei aufeinanderfolgenden Vergletscherungen gebildet sein; wie weit das Eis während der Ablagerung der Breccie zurückgegangen war, lässt sich am Geranzone nicht entscheiden. Aber das Vorkommnis steht nach Philippi nicht allein. Er fand ¹⁾ im Grignagebirge unter dem Ostabfalle der nördlichen Grigna eine sehr ausgedehnte Gehängebreccie, welche sich von der Grigna-Alpe (1833 m) bis an den Rand des Piovernales bei der Algaro-Alpe (1029 m) herabzieht und vom 200 m tiefen Thale der Acqua fredda zerschnitten wird. Wenn, wie Philippi 1897 annimmt, diese Breccie gleich alt mit der von Laorca ist, so weist sie auf eine ziemlich bedeutende Höhe der Schneegrenze zur Zeit ihrer Bildung; denn solange als die Schneegrenze an der Grigna weniger als 2100 m Höhe hatte, musste sich ein Grignagletscher bis in das Bereich der Breccie erstrecken; sie muss daher bei einer höheren Lage der Schneegrenze entstanden sein. Darnach hat Philippis Annahme vom interglacialen Alter der Breccien des Grignagebirges und des Geranzonethales vieles für sich, und ihr Auftreten verdient noch eingehendere Untersuchung. Ich selbst fand eine alt aussehende Breccie auch nördlich Barzio, am Sattel östlich vom Zuc di Angelo.

Interglaciales Thone von Re im Vigezzothale.

Die Längsthalfucht Vigezzo-Centovalli ist, wie schon erwähnt, im Westen vom Toce-, im Osten vom Tessingletscher betreten worden, und ausgedehnte Quartärablagerungen erstrecken sich in ihr namentlich im oberen Gebiete der zum Langensee fließenden Melezza. Aus denselben sind zunächst durch Sordelli²⁾ zahlreiche Pflanzenreste bekannt geworden, denen der ausgezeichnete lombardische Naturforscher ein interglaciales Alter zugeschrieben hat. Weitere Angaben machte Benassi³⁾, nachdem wenig zuvor Corti⁴⁾ die Diatomeen der Ablagerung beschrieben hatte. Die Lagerungsverhältnisse hat ziemlich kurz Porro⁵⁾ gestreift und ausführlicher Traverso⁶⁾ behandelt, nachdem Taramelli (III) einige Andeutungen gegeben. Ich

1) Beiträge zur Kenntnis des Aufbaues und der Schichtfolge im Grignagebirge. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XLVII 1895. S. 665 (714).

2) Sulle filliti quarternarie di Re in Val Vigezzo. Rend. R. Ist. lomb. (2) XVI. 1883, S. 843. Flora fossilis insubrica. 1896, S. 197.

3) Piante et insetti fossili di Re in Val Vigezzo. Rivista italiana di paleontologia II, 1896, S. 315.

4) Ricerche micropaleontologiche sul deposito glaciale di Re in Val Vigezzo. Rend. R. Ist. lomb. (2) XXVIII, 1895.

5) Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XLVII, 1895, S. 377 (417).

6) Geologia dell' Ossola, Genua 1895, S. 222—230.

stütze die folgenden Angaben über diese Schichtfolge auf einen kurzen Besuch, den ich 1904 dem Vizegöthale machte.

Die Hauptfundstelle der fossilen Pflanzen liegt gerade gegenüber dem Wallfahrtsorte Re, 4 km von der Schweizer Grenze, wo der Thalname Vigezzo durch Centovalli ersetzt wird. 300—400 m oberhalb vom Ponte Majone legt die Melezza in 650 m Höhe graue Mergel und lockere, glimmerreiche Sandsteine bloss, welche ungemein reich an ausgezeichnet erhaltenen Pflanzenresten sind (T in Fig. 108). Der Aufschluss beschränkt sich auf eine Prallstelle am rechten Melezza-Ufer, von welcher aus sich zahlreiche Gerölle und Schollen der pflanzenführenden Ablagerung im Flussbette verbreiten; er giebt keinen Einblick in die Schichtfolge. Wenig unterhalb tritt die Melezza in eine enge Schlucht ein, über die sich die Majonebrücke spannt. Hier treffen wir auf eine grünlich graue Breccie (B), die vornehmlich aus den Peridotiten und Amphiboliten der rechten Thalflanke zusammengesetzt wird. In ihr finden sich mehrfach thonige oder sandsteinähnliche Lagen (T₂), welche, wenn sie auch nicht selbst Pflanzenreste enthalten, petrographisch denen des Pflanzenlagers

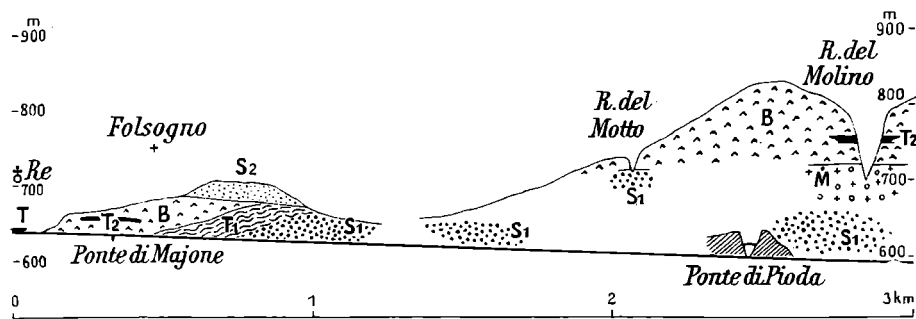


Fig. 108. Die interglacialen Thone von Re im Vizegöthale.

S₁ Schotter und Schottermoräne, M verfestigte Moräne der Riss-Eiszeit, T interglaciale pflanzenführende Thone, B interglaciale Breccie, T₁ Liegendthone derselben, T₂ eingeschaltete Thone, S₂ Schotter der Würm-Eiszeit. Grundgestein schraffiert.

an der Prallstelle gleichen; wir werden daher kaum fehlgehen, wenn wir diesem eine ähnliche Entstehung zuschreiben wie jenen Einlagerungen und dasselbe als eine feinkörnige Breccie ansehen. Unterhalb der Majonebrücke heben sich unter der Breccie graue Thone (T₁) hervor, in denen ich keine Blattabdrücke fand; sie sind unregelmässig geschichtet, von Stauchungen und Verwerfungen durchsetzt; am rechten Bachufer kommen Quellen aus ihnen heraus, am linken sind sie unter Folsogno in einer grossen Rutschung mitsamt der Breccie und deren Hangendem, nämlich Sand, grobem Geröll und Kies (S₂) erschlossen. Weiter thalabwärts wird längs des Flusses der Bänderthon durch einen grauen, vornehmlich aus Gneissgeröllen bestehenden Schotter (S₁) abgelöst, welcher höher und höher ansteigt und stellenweise recht moränenähnlich wird. Auf ihm sieht man an dem von Süden kommenden Riale del Motto, unweit der Alpe Pioda die graue Peridotitbreccie unmittelbar aufrufen. Grosse Aufschlüsse in diesem Liegendgeröll finden sich dann weiter abwärts an der Melezza bei der Piodabrücke (SW von Olgia); sie erfüllen das Thal und nötigen die Melezza zu einer epigenetischen Schlucht, welche die ebengenannte Brücke überschreitet. Von hier aus verfolgen wir das Geröll am Riale del Molino (zwischen der Vaccareccia- und

Toddia-Alm) weit aufwärts, bis sich etwa 200 m über der Melezza hohe Wände der Peridotitbreccie (B) einstellen, über die der Bach in kühnem Sturze herabfällt. Auch hier sehen wir in der Breccie sandig-thonige Einlagerungen (T_2); unmittelbar unter ihr befindet sich eine lose verkittete, prächtig geschrammte Peridotitgeschiebe führende Moräne (M) als Ablagerung eines Lokalgletschers.

Nach alledem gehört die Peridotitbreccie in das Hangende von Moränen und zwar können wir in ihrem Liegenden unterscheiden: eine Schottermoräne (S_1) in Verbindung mit Schottern, welche den Charakter einer Verbauung des Vigezothales trägt, und unmittelbar unter ihr eine Lokalmoräne des Peridotitgebirges (M). Die Breccie selbst stellt einen alten Schuttkegel dar, der sich in grosser Mächtigkeit an den Nordabfall der Rocce del Gridone legt und von hier aus mit abnehmender Mächtigkeit westwärts senkt. An seinem Westende befindet sich die pflanzenführende Ablagerung von Re, die wir auf Grund ihres Materials als eine Staubildung, entstanden in dem durch den Schuttkegel der Breccie aufgedämmten Thale, ansehen. Die über der Breccie namentlich zwischen Re und Folsogno lagernden Schotter und Sandmassen (S_2) haben mit ihr nichts zu thun; sie sind gekennzeichnet durch verwitterte Peridotitgerölle, welche durch ihre rote Farbe auffällig von den dunklen Fragmenten in der Breccie abweichen. Sie gehören wohl gleich zahlreichen Schottervorkommnissen an den Gehängen des Melezzathales, sowohl im Val Vigezzo, als auch im Val Centovalli, der Eiszeit an; denn sie tragen den Charakter von Staubildungen, die entstehen mussten, als das untere Melezzathal noch vom Tessingletscher blockiert war, während das obere schon eisfrei geworden war. Sie gehören daher in die Zeit der sich zurückziehenden Würm-Vergletscherung, und zwar spätestens in die Phase derselben, da das Eis zum letzten Male das Langenseethal füllte und die Moränen von Luino und Val Travaglia ablagerete. Das Auftreten von gänzlich verwitterten Peridotitgeröllen in diesen Schottern weist auf einen ziemlich langen Zeitraum zwischen ihrer Ablagerung und der der Breccie; denn sie können nur aus der letzteren hergeleitet werden. Sie deuten darauf, dass diese während der Würm-Eiszeit eine stark verwitterte Oberfläche hatte. Wenn sich also auch die Melezza-Breccie nicht streng genommen zwischen zwei Moränen einschaltet, so ist sie doch entschieden ganz ebenso wie die Höttinger Breccie zwischen zwei Glacialbildungen gelagert, und es kommt ihr gleich derselben ein interglaciales Alter zu; denn die Flora der zu ihr gehörigen Thone hat nach Sordelli einen ausgesprochen südlichen und südöstlichen Einschlag. Die Analogie ist eine vollständige. Wir haben unter der Höttinger Breccie analog unseren Schottermoränen (S_1) Innthalmoräne und entsprechend unsern Peridotitmoränen (M) eine Lokalmoräne, ferner analog den liegenden Bänderthonen (T_1) die Bänderthone des Ölbergs. Und wie sich über die Höttinger Breccie die Schotter der Innthalterrasse breiten, so treffen wir über der Melezzabreccie die der Melezzathalterrassen. Kommen abgerollte Fragmente der Höttinger Breccie in den Innthalschottern vor, so haben wir verwitterte Bestandtheile der Melezzabreccie in ihren hangenden Schottern. Dementsprechend ist der Gang der Ereignisse, auf den wir hier wie da zu schliessen haben, genau derselbe: Auf eine grosse Vergletscherung folgte eine lokale; Gletscher der Thalflanken machten sich dort breit, wo früher ein Eisstromnetz sich erstreckte. Der Lokalgletscher, welcher die Peridotitmoräne (M) am R. del Molino hinterliess, verlangt eine tiefere Schneegrenze, als wir für die Würm-Eiszeit anzunehmen haben; er kam, wie das Material der Moräne erweist, von der Rocce del Gridone (1900—2100 m),

von welcher aus während der Würm-Eiszeit kein Gletscher bis ins Melezzathal gelangt ist; bis 800 m herabreichend, setzt er eine Lage der Schneegrenze in 1500 m voraus, also 100—200 m tiefer, als wir sie zur Würm-Eiszeit finden werden. Nach Rückzug dieser Lokalvergletscherung beginnt die Bildung der Breccie, welche als ein riesiger Schuttkegel entgegen der heutigen Entwässerung ins Thal geschüttet wird; hier und da dämmt derselbe kleine Becken ab, in welchen die gleichzeitige Flora begraben wird. Wenn letztere aber, wie Sordelli bemerkt, einen südlichen und östlichen Einschlag hat, so verlangt sie eine etwas höhere Lage der Schneegrenze als die gegenwärtige, die wir nach der Gletscherentwicklung des Basodinostockes in 2800 m Höhe zu suchen haben. Erst nach längerer Zeit, während der die Breccie verwitterte, kam die letzte Vergletscherung, die, wie wir sehen werden, einer Höhe der Schneegrenze von 1600—1700 m entspricht. So zeigt uns die Schichtfolge von Re erst eine absteigende und dann eine aufsteigende Bewegung der Schneegrenze im Betrage von mehr als 1300 m an, also in fast gleichem Ausmasse wie bei Hötting.

Wir stützen unsere Ausführungen über die fossile Flora auf die Angaben von Sordelli. Wir führen die von ihm 1896 nachgewiesenen Arten in unserer Tabelle S. 821 an und nennen hier nur die Arten, welche lediglich Benassi anführt, nämlich: *Juniperus communis*, J. sp., *Pinus montana* Dur., *P. Larix* L., *Iris sensu lato* sp. *Cyperacea* vel *Graminaceae*, *Populus alb.* L., *P. canescens* (?) Sm., *Salix reticulata* L., *S. retusa* L., *S. aff. angusta* Al. Br., S. sp., *Acer campestre* L., *Ceratophyllum submersum* L., *Rosacea* g. et sp. ind. erinnernd an *R. canina* L., *Colutea arborescens* L., *Fraxinus* sp. Unter diesen Arten sind einige, wie *Pinus montana* und *Salix reticulata*, welche auf grosse Höhen weisen und nicht in die übrige Gesellschaft passen. Leider beschränkt sich Benassi darauf, die von ihm bestimmten Arten ohne Kommentar anzuführen, und streift gar nicht das Widerspruchsvolle in seinen Angaben. Wir wagen um so weniger, auf die letzteren Gewicht zu legen, als Aufsammlungen, die wir selbst machten, und die seither fortgesetzt worden sind, genau dasselbe Florabild liefern, wie das aus Sordelli's Angaben erhellende. Doch ist die Untersuchung dieses neuen Materials noch nicht so weit abgeschlossen, dass daraufhin eine Anführung von einzelnen Arten geschehen könnte. Wie widerspruchsvoll die Bestimmungen von Benassi im Vergleich zu denen von Sordelli sind, so findet er doch gleich diesem, dass die Flora von Re die grösste Ähnlichkeit mit der von Pianico hat, die allerdings nach Sordelli ein etwas älteres Gepräge trägt. Dagegen ist nach Corti zwischen den Diatomeenfloren beider Örtlichkeiten wenig Ähnlichkeit vorhanden.

An Therresten führt Benassi folgende 16 Insektenarten aus den Thonen von Re an: *Carpocoris* sp., *Corisa* sp., *Pirates* sp., *Meloide* gen. et sp. ind., *Donacia* sp., *D. sp. aff. reticulata* Gyll., *Ephemera* sp., *Tephrites* sp., *Lepidoptera ropalocera suspensa*, *Thecla* sp., *Porthesia* sp., *Proctotrupes* sp., *Camponotus* sp., *Lasius* sp., *Tapinoma erraticum* Latr., T. sp.

Unsere Auffassung der Melezzabreccie als alter Gehängeschutt deckt sich mit der von Porro; seine weiteren Angaben, dass die Thone des Vigizzo-Thales gelegentlich Breccieneinlagerungen enthalten, stützen unsere Ansicht von der Gleichalterigkeit von Thon und Breccie. Dagegen weichen wir vielfach von Traverso's Ausführungen ab. Er fasst die Breccie im grossen und ganzen als eine Moräne auf; anders vermag er die Eckigkeit ihrer Fragmente und zugleich deren Transport nicht zu erklären. Wir würden bei Annahme ihrer glacialen Entstehung erwarten, in ihr gekritzte Geschiebe zu finden, so wie wir sie in der Moräne des R. del Molino in ihrem Liegenden antreffen. Ihre Ausdehnung östlich von Re, wo sie sich 4 km weit erstreckt, ist mit der Annahme ihrer Entstehung als Schuttkegel eines allerdings in entgegengesetzter Richtung wie heute die Melezza fließenden Baches durchaus nicht unvereinbar; wir finden nicht selten eckiges Trümmerwerk so weit transportiert. Die Pflanzen führenden Schichten von Re verweist Traverso in das Liegende der Breccie; er identifiziert sie mit den Thonen (T₂) in der Rutschung bei Fol-sogno, was wir wegen des Mangels an Versteinerungen in letzteren und kleiner petrographischer Verschiedenheiten nicht ohne weiteres zu thun wagen. Eine andere Pflanzenfundstelle am Riale del Motto unter einem dort in 800 m Höhe auftretenden Konglomerate verweist Traverso in das Hangende der Breccie. Ich habe sie am R. del Motto leider nicht auffinden können; von hier

stammen mutmasslich die von Sordelli als von Folsogno herrührend bezeichneten Pflanzenreste. Auch über das Auftreten eines Konglomerates im Hangenden der Breccie dahier und bei Prati Grandi unfern Malesco habe ich mir kein Urteil bilden können; etwa in der Höhe, wo es am Riale del Motto auftreten soll, fand ich Peridotitbreccien auf den Liegendschottern. Das Vorhandensein der letzteren als eines ausgedehnten Horizontes ist bereits von Traverso festgestellt; aber er hat ihre engen Beziehungen zu den Moränen, welche sich namentlich unterhalb der Piodabücke durch das Auftreten von gekritzten Geschieben in ihnen offenbaren, nicht erkannt.

Volle Übereinstimmung herrscht zwischen Porro, Traverso und mir in der Auffassung der Hangenschotter als Gebilden der letzten Eiszeit. Traverso berichtet, dass unter ihnen an mehreren Stellen (Wasserriss oberhalb der Brücke von Prestinone, Fundamente der meisten Mezzabrücken) Kohlenspurten gefunden seien. Dieselben könnten einem jüngeren Horizonte angehören als die pflanzenführenden Schichten von Re.

Genetisch fasst Traverso die pflanzenführenden Schichten von Re, die er eher als interglacial denn als präglacial ansehen möchte, als Ablagerungen, entstanden in einem glacialen oder moränalen Stausee auf. Die Schichtstauungen und kleinen Verwerfungen, die die Ablagerung durchsetzen, hält er, gleich Porro, für tektonischen Ursprungs; ich erblicke in ihnen Phänomene des Zusammensitzens und Rutschens, wie sie in eiszeitlichen Ablagerungen ungemein häufig sind.

Die interglaciale Flora auf der Südseite der Alpen.

Das insubrische Gebiet ist reicher an interglacialen Ablagerungen, als die meisten anderen Thalgebiete der Alpen. Wenn auch die Vorkommnisse von Calprino und die Breccien am Grignagebirge an sich nicht hinreichen würden, eine Interglacialzeit zu erweisen, so harmonieren sie doch in ihrem Auftreten durchaus mit dem von Re, und dieses ist für den Beweis einer Riss-Würm-Interglacialzeit auf der Südseite der Alpen von nicht geringerer Tragweite, als das von Hötting auf der Nordseite. Hier wie da befinden wir uns ziemlich tief im Gebirge, dem Zentralkamme der Alpen näher als dem Fusse, in Hötting nur 38 km, in Re gar nur 34 km von jenem in Luftlinie entfernt,¹⁾ und sind wir zwar in Re nicht in gleich grosser Meereshöhe wie an der Höttinger Fundstelle, so sind wir doch gleichfalls in ansehnlicher Höhe über dem Fusse der Alpen. Hier wie da erhalten wir wichtige Aufschlüsse über den morphologischen Zustand des Gebirges während der Riss-Würm-Interglacialzeit; die Breccien zeigen uns an, dass sich die Kämme mit ihrem eigenen Schutte umhüllten, was auch für das Grignagebirge gilt. Vor allem aber erhalten wir, besonders dank den Untersuchungen von Sordelli, ein ziemlich reiches Bild von der interglacialen Flora der Südalpen. Allerdings können wir dieselbe nicht mit gleicher Sicherheit, wie in Hötting, auf eine bestimmte Höhenzone beziehen; denn während in Hötting die Flora einer bestimmten Stelle von feinem Bergschutte begraben, also vermuht worden ist, sind in Re die Pflanzenreste in einem See von 650 m Höhe abgelagert, in den sie eingeschwemmt oder eingeweht worden sind, wobei auch Elemente von grösseren Höhen herbeigebracht werden konnten. Wir haben es daher nicht mit einer Flora von 650 m Höhe, sondern von 650 m Mindesthöhe zu thun, und zwar mit der Flora eines ziemlich steilwandigen Thales. Ebenso ist die Flora von Calprino nicht als die von 330 m Höhe, sondern als solche eines steilen nach Norden abfallenden Gehänges von über 330 m Höhe zu bezeichnen. Gleiches gilt von der Flora von Pianico, deren Zugehörigkeit zur Riss-Würm-Interglacialzeit wir später nachweisen werden, die wir aber hier schon des

1) Schwer verständlich ist, wie Frech, auf das Vorkommen von Re bezugnehmend, äussern kann: „der Thon des Lago Maggiore (800 m) ist nicht als inneralpin zu bezeichnen.“ Geogr. Zeitschr. 1905, S. 79.

Vergleiches halber aufführen, um mit einem Blicke die interglaciale Flora der Thalgehänge auf der Südseite der Alpen in den Höhen von über 300, bez. über 650 m überblicken zu können. Wir folgen dabei den Angaben von Sordelli, die wir für Pianico durch die neueren von Amsler ergänzen, und scheiden thunlichst die Fundstellen, nämlich bei Pianico die di Marna Pianico (*P*) und die Borlezzaschlucht unfern Sellere (*S*), im Vigezzothale die von Re (*R*) und Folsogno (*F*), endlich die von Calprino (*C*) bei Lugano.

Interglaciale Flora der Südseite der Alpen:

| | | | |
|----------------------------------|----------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|
| Phacidium buxi Westelp. | <i>PS</i> | Populus nigra L. | <i>P**</i>) <i>R</i> |
| Neckera ossulana Sdll. | <i>R</i> | Populus sp. | <i>P</i> *) <i>S</i> *) |
| Neckera crispa (L.) Hedw. | <i>P</i> | Ulmus campestris L. | <i>PS</i> |
| Neckera pumila Hedw. | <i>S</i> *) | Ulmus cf. campestris L. | <i>P</i> *) <i>S</i> *) |
| Chara vulgaris L. | <i>P</i> | Helleborus niger L. subsp. | |
| Nephrodium filix - mas (L.) | | macranthus Freyn. | <i>P</i> *) <i>S</i> *) |
| Strepelth. | <i>R</i> | Tilia platyphylla Scop. | <i>R</i> |
| Taxus baccata L. | <i>PS</i> *) | Tilia sp. | <i>(PS)</i> *) |
| Imniperus sabina L. | <i>F</i> | Acer pseudoplatanus L. | <i>C</i> <i>R</i> |
| Pinus silvestris L. | <i>R</i> | Acer Sismondiae Ch. Th. Gaud. | |
| Pinus excelsa Wall. var. peuce | | = Acer insigne **) | <i>P</i> |
| Grieseb. | <i>PS</i> *) | Acer laetum C. A. Meyer | <i>P</i> |
| Abies pectinata D.C. | <i>C</i> <i>P</i> *) <i>R</i> | Acer platanoides L. | <i>R</i> |
| Picea excelsa LK. | <i>C</i> (<i>PS</i> *) <i>R</i> | Acer obtusatum subsp. eu- | |
| Typha latifolia L. | <i>R</i> | obtusum Pax. | <i>P</i> *) <i>S</i> *) |
| Alnus glutinosa Gaertn. | <i>R</i> | Acer Lobelii subsp. (Meyer) | |
| Alnus incana Willd. | <i>R</i> | Pax. | <i>P</i> *) |
| Betula alba L. var. glutinosa | | Ilex aquifolium L. | <i>S</i> *) |
| (Wall.) Reg. | <i>R</i> | Vitis vinifera L. | <i>S</i> *) |
| Corylus avellana L. | <i>PSR</i> | Buxus sempervirens L. | <i>C</i> <i>PSR</i> |
| Carpinus betulus L. | <i>C</i> <i>P</i> *) <i>S</i> *) | Sorbus Aria Ehrh. | |
| Quercus pubescens Willd. var. | <i>RF</i> | Crataegus Pyracantha | <i>(PS)</i> *) |
| Quercus sessiliflora Sm. | <i>(PS)</i> *) | Cytisus alpinus L. cf. | <i>(PS)</i> *) |
| Castanea latifolia Sdll. = Cast. | | Rhamnus alpinus L. | <i>(PS)</i> *) |
| cf. vesca*), sativa**) | <i>PS</i> *) <i>RF</i> | Viscum sp. | <i>(PS)</i> *) |
| Fagus silvatica L. | <i>C</i> <i>R</i> | Hedera Helix L. | <i>P</i> *) <i>S</i> *) |
| Salix viminalis L. | <i>R</i> | Rhododendron ponticum L. | <i>C</i> <i>PS</i> *) <i>R</i> |
| Populus tremula L. | <i>R</i> | Philadelphus coronarius L. | <i>C</i> |

*) nach Amsler. V. 1832

***) nach E. Fischer bei Baltzer.

Klima der Südalpen während der Riss-Würm-Interglacialzeit.

Die in vorstehender Tabelle zusammengestellten Floren sind von verschiedenem Artenreichtum. Aber wie gering auch die Zahl der Spezies in der Flora von Calprino ist, sie birgt doch die beiden Arten, welche für die beiden anderen ebenso wie für die Hüttinger Breccie bezeichnend sind, nämlich das pontische Rhododendron und den Buxbaum. Auch weisen alle drei Floren denselben Charakter auf; wir erachten sie daher auch vom floristischen Standpunkte für gleichalt, wenn wir auch nicht ver-

kennen, dass Calprino durch das Vorwalten der Buche ein etwas anderes Gepräge trägt, als Re und Pianico. Der gemeinsame Charakter spiegelt sich vor allem in der Thatsache, dass jene mediterranen Elemente fehlen, welche an den Ufern der insubrischen Seen gegenwärtig sehr auffallen. Dieselben sind jedoch grösstenteils erst durch den Menschen hier eingeführt worden; er hat sie quer über die Poebene an die Inseln des mediterranen Klimas gebracht, die sich heute in den übertieften Thälern der südlichen Alpen erstrecken, und zu denen sie durch die Hilfsmittel natürlicher Verbreitung nur schwer gelangen konnten. Aber kaum $1\frac{1}{2}$ ° südlich von unsern Seen treffen wir heute am Golfe von Genua bereits die typische mediterrane Flora in den natürlichen Grenzen ihrer Verbreitung; sie hat während der Riss-Würm-Interglacialzeit ebenso wenig den Apennin überschritten, wie sie es heute thut. Nicht die mediterrane Macchie oder der immergrüne mediterrane Wald, sondern Wald und Gebüsch mit abfallendem Laube haben zwischen den beiden letzten Eiszeiten sich in den südlichen Alpenthälern erstreckt. Solcher Wald reicht heute noch im Osten der Adria weit südlich über die Alpen hinaus; und hier stellt uns der bosnische Eichenwald, so wie ihn Günther Beck ¹⁾ schildert, ein Seitenstück unserer interglacialen Flora dar, wenschon ihm zwei charakteristische Arten derselben fehlen, nämlich der Buxbaum, der sich erst in den Eichenwäldern Makedoniens einstellt, und das pontische Rhododendron, dem wir erst an den südlichen Gestadeländern des Pontus begegnen. Diese beiden Arten sind ein fremder Einschlag in unsere Flora, welcher auf Beziehungen zum Südosten weist. Insgesamt führt unsere Flora zu einigen wichtigen Schlüssen auf das Klima der Riss-Würm-Interglacialzeit. Wenn während letzterer sich am Südfusse der Alpen ein bosnischer Eichenwald und keine mediterrane Macchie erstreckte, so können wir nicht auf warme Winter und trockene Sommer schliessen, sondern haben auf regenreiche Sommer und eine entschiedene Unterbrechung der Vegetationsdauer durch allerdings nicht zu bedeutende Winterkälte zu folgern; solchen Verhältnissen widerspricht auch das Vorkommen von Buxbaum und pontischem Rhododendron nicht. Gemässigt kontinental war das südalpine Klima während der letzten Interglacialzeit und nicht mediterran; es wich vom heutigen, sofern man von der klimatischen Begünstigung der unmittelbaren Umgebung der Seen absieht, die ihnen wegen ihrer tiefen Lage zukommt, durch etwas grössere Winterkälte und grössere Sommerwärme ab.

Eiszeitliche Schneegrenze und postglaciale Stadien.

Sehr gering ist noch unsere Kenntnis der Glacialspuren in der weiteren Umgebung der insubrischen Seen. Für die Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze liegen nur wenige Anhaltspunkte vor. Kein Gipfel des niederen Berglandes, welches sich zwischen den insubrischen Seen in die Alpen buchtet, trägt Karlingformen, obwohl seine höchsten Erhebungen wiederholt 1600 m überschreiten, und ansehnlichere Zuflüsse kamen der insubrischen Vergletscherung erst aus Thalgebieten, die von Gipfeln von mehr als 2100 m Höhe umrahmt werden; so speiste nach Parona das obere Stronathal mit seiner 2422 m hohen Cima di Capezone den Ortaast des Tocegletschers und nach Taramelli hatten die bei Intra in den Langensee mündenden Thäler, deren Umrahmung 2100 m überschreitet, ihre eigenen Eismassen. Darnach kann

1) Die Vegetationsverhältnisse der illyrischen Länder. Leipzig 1901. S. 223.

man die Höhe der Würm-eiszeitlichen Schneegrenze auf mindestens 1600 m veranschlagen; sie lag, wie fast allenthalben in den Alpen, 1200 m unter der heutigen.

Noch weniger ist uns über die postglacialen Stadien in unserem Gebiete bekannt. J. M. Ziegler (Über das Verhältnis der Topographie zur Geologie 1876 S. 87) hat auch für einige Seitenthäler des Veltlin einzelne Moränenvorkommnisse verzeichnet; aber seine Angabe reichen ebensovienig hin, bestimmte Stadien auszuscheiden, wie die von Stache und John speziell über Moränenablagerungen in der Gegend von Bormio. (Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst. 1877, S. 143 besonders S. 158).

Unsere S. 276 ausgesprochenen Vermutung, dass auf dem Malojapasse jüngere Gletscherspuren vorkommen, ist seither durch Brückner bestätigt worden. Er fand 1905 im Oberengadin oberhalb St. Moritz deutliche Anzeichen südwestwärts gerichteter Eisbewegung, welche darthun, dass während des Maximums der Vergletscherung ein Überfließen von Innthaleis über den über-tiefsten Pass zum Bergell stattgefunden hat; auf der Passhöhe aber finden sich die Endmoränen eines Fornogletschers des Daunstadiums.

IV. Der Ogiogletscher und seine Nachbarn.

Übersicht und Geschichtliches. Gletscherhöhe im Gebirge und Diffluenz. Das sebinische Moränenamphitheater. Schotter und Terrassen. Ufermoränen. Die Äste von Val Cavallina und Val Borlezza. Gefälle im Bereiche der Diffluenz. Interglacialer See von Pianico. Adrara und Foresto. Glaciale Übertiefung des Ogiothales; Cozzaglio's Ansichten. Präglacialer Thalboden und Verschiebung der Wasserscheiden. Stufenbau im oberen Ogiothale; Salomons Studien im Aviothale. Baltzer gegen die glaciale Erosion des Iseosees. Hans Hess über glaciale Erosion im Ogiothale. Postglaciale Stadien im Ogiogebiete. Brembo- und Seriogletscher. Die interglacialen Kohlen von Leffe. Fauna und Flora von Leffe. Der Mellagletscher. Die eiszeitliche Schneegrenze in den Bergamasker und Brescianer Alpen. Gefällsverhältnisse der Alpenthäler; kein Rücksinken der Alpen. Morphologischer Charakter der Täler. Abbiegen der Alpen zur Poebene.

Übersicht.

Zwischen den insubrischen Seen und dem Gardasee erreicht kein einziges vom Hauptkamme der Alpen kommendes Thal den Fuss des Gebirges. Im Westen wird das Längsthal des Veltlin von der Poeben durch die Gebirgsmauer der Bergamasker Alpen geschieden; sie steigt so hoch an, dass sie vom Eise des Addagletschers nicht überflossen werden konnte und eigene Gletscher trug; diese jedoch erstreckten sich nicht bis an den Fuss der Alpen. Weiter im Osten grenzen die niedrigeren Brescianer Alpen an die Poebene; sie bilden die Vorberge des hohen Adamellostockes, werden aber nur von einem Flusse desselben durchbrochen, nämlich dem Chiese; aber dessen Thal ist so ausgiebig gegen das Etschgebiet geöffnet, dass seine eiszeitliche Vergletscherung mit der des letzteren auf das innigste verwachsen war; sonst begegnen wir in den Brescianer Alpen nur unbedeutenden Glacialspuren. Reich sind diese hingegen in dem tiefen Thale entwickelt, welches die Bergamasker Alpen vom Adamellostocke und ihrer südlichen Vorlage trennt, nämlich dem des Ogiog oder Val Camonica. Seine nördlichsten Verzweigungen reichen bis an die südlichen Ausläufer der Ortlergruppe heran; es empfing von dieser Eis ebenso wie von der Westseite des Adamellostockes; vor allem aber strömte ihm solches über den Apricapass und seine Nachbarsättel aus dem Veltlin zu; sein Gletscher hat südlich vom Iseosee die Poebene gerade noch erreicht. So haben wir es denn zwischen den insubrischen Seen und dem Gardasee nur mit wenig bedeutenden Gletscherspuren am Fusse der Alpen zu thun und müssen ziemlich tief in die Täler der Bergamasker und Brescianer Alpen eindringen, bevor wir solche antreffen. Diese Täler sind darum nicht minder

interessant; sie zeigen uns auf weite Strecken den Charakter unvergletschert gebliebener Alpenthäler, und wir treffen in ihnen Ablagerungen, die sonst am Fusse des Gebirges entwickelt sind. Wir lernen sie in ihrer Bedeutung am besten verstehen, wenn wir unsern Blick zunächst auf den Ogiogletscher lenken und dann erst seine Nachbarn in den Bergamasker und Brescianer Alpen würdigen.

Die ersten Angaben über den alten Ogiogletscher rühren, wie G. de Mortillet mitteilt, von Villa her; später ist er von G. de Mortillet selbst monographisch behandelt worden, und dieser hat hier zuerst seine Ansicht über die Wiederaushöhlung der von Geröllmassen verschüttet gewesenen Seewannen durch Gletscherthätigkeit entwickelt (Note géologique sur Palazzolo et le lac d'Iséo en Lombardie. Bull. Soc. géol. de France 2. s. XVI. 1859. S. 888). Später hat sich Stoppani eingehend namentlich mit der Umgebung des Iseosees oder Sebino, dem Zungenbecken des Ogiogletschers, beschäftigt und an demselben gezeigt, wie die eiszeitlichen Gletscher Seitenthäler abdämmten und in Seen verwandelten. Seine einschlägigen Ausführungen über Pianico, Val Adrare und das benachbarte Leffe im Val Gandino (Corso di geologia. Milano 1871, I, S. 658 bis 671) sind wörtlich in seine Era neozoica (S. 242—251) übergegangen, in welchem Werke er namentlich über die Verbreitung der Moränen Näheres mitteilt. Später hat Varisco eine kurze Übersicht über den Ogiogletscher im sebinischen Gebiete gegeben (Note illustrative della carta geologica della provincia di Bergamo. 1881, S. 21). In Stoppanis Sinn hat A. Amighetti weiter gearbeitet und neue Beobachtungen in der Gegend von Lovere gewonnen (Osservazioni geologiche sul terreno glaciale dei dintorni di Lovere. Atti Soc. ital. di sc. nat. XXXI. 1889. S. 267. Nuove ricerche sui terreni glaciali dei dintorni del Lago d'Isseo. Lovere 1889). Später hat Sacco das Moränengebiet des Iseosees konform seinen übrigen Arbeiten über die Glacialgebiete Oberitaliens behandelt und die einschlägige Literatur zusammengestellt (L'apparato morenico del lago d'Isseo. Annali della R. Accad. d'agricoltura Torino XXXVII. 1894). Bald darnach ist ein Schriftchen von Arturo Cozzaglio erschienen: Paesaggi di Valcamonica. Impressioni e studii (Brescia 1895), welches nach einer schwunghaften Schilderung der landschaftlichen Schönheiten des Val Camonica dessen Übertiefung, durch Gletscher und die glaciale Entstehung des Iseosees ausführt und zwischen älteren und jüngeren Moränen südlich vom Iseosee unterscheidet. Inzwischen hatte Baltzer seine Studien am Iseosee begonnen; sie führten zunächst zum Nachweis des interglacialen Alters der Ablagerung von Pianico und später zu einer geologischen Monographie des Seegebietes, in welcher die glacialen Ablagerungen eingehende Würdigung finden und die Entstehung des Sees untersucht wird (Geologie der Umgebung des Iseosees. Kokens Geologische und paläontologische Abh. N. F. V. 2. 1901). Baltzer regte auch die Dissertation von Moebus an (Beiträge zur Kenntnis des Ogiogletschers. Dissert. Bern 1901). In Italien hatte mittlerweile Francesco Salmojrighi den Iseosee ausgelotet und wichtige Materialien für die Erkenntnis von dessen Entstehung (Contributo alla limnologia del Sebino. Atti Soc. ital. Sc. nat. XXXVII. 1897, S. 149), sowie über die ihn umgebenden glacialen und interglacialen Ablagerungen beigebracht. Meine eigenen Untersuchungen am Iseosee begannen 1892, als ich dessen Moränengebiet in Gemeinschaft mit L. Du Pasquier untersuchte; 1902 folgte ich dem Wege des Veltliner Eises über den Apricapass durch das untere Val Camonica zum Iseosee, wo ich die von Baltzer beschriebenen Unregelmäßigkeiten der Moränterrassen untersuchte. Dies Studium setzte ich 1904 in Begleitung von H. Crammer fort, nachdem ich 1903 einen Einblick in das obere Val Camonica erlangt hatte.

Gletscherhöhe im Gebirge und Diffuenz.

Über die Entwicklung des Ogiogletschers im Gebirge wissen wir nur wenig. Auf dem Tonalepasse (1884 m) verfolgte ich erratisches Material bis fast 2400 m Höhe, doch scheint kein namhaftes Überströmen des Eises in der einen oder andern Richtung stattgefunden zu haben; die ziemlich ebene Passhöhe ist ein altes Thalstück, gelegen zwischen zwei übertieften Thälern. Dagegen hat, wie wir bereits S. 780 erwähnt haben und Cozzaglio eingehender bespricht, ein sehr bedeutendes Überströmen des Eises über den Apricapass (1181 m) vom Addathale her stattgefunden.

Daneben reichte auch, wie Cozzaglio gleichfalls dargethan, Eis über den Pass von Mortirolo (1901 m) zwischen der Cima Bella und dem M. Varadega vom Addathal zum Ogiothale, was mit unserer Annahme, dass das Überfließen in rund 2200 m Höhe stattfand, harmoniert. Darnach dürfte der Ogiogletscher über dem Becken von Edolo kaum wesentlich tiefer als bis 2000 m gereicht haben. Besser sind wir durch Moebus über die weiter thalabwärts gelegenen erratischen Höhen unterrichtet. Er fand um Breno die obersten erratischen Blöcke in 1700 m, in der Gegend von Artogne und Darfo in 1400 m, am oberen Ende des Iseosees bei Pisogne und Lovere in 1250 — 1350 m Höhe. Hieraus ergibt sich ein mittleres Gefälle der Gletscheroberfläche im Gebirge von 15⁰/₁₀₀. Bei den geschilderten Oberflächenverhältnissen hatte der Ogiogletscher im Osten durchweg ein festes Ufer; er bekam, vermutlich von den südlichen Vorlagen der Adamellogruppe bis zum M. Crestoso (2214 m) Zufüsse. Anders auf der Westseite des Thales. Hier lösen sich die südlichen Bergamasker Alpen in eine Gruppe von einzelnen Bergen auf, welche durch ziemlich tiefe Sättel von einander getrennt sind. So können wir aus dem Ogiothale am Croce di Salven (1113 m) vorbei zum Valle d'Angolo gelangen und von hier über das Joch von Castione (1286 m) in das Gebiet der Borlezza, welche gleich dem Dezzo des Valle d'Angolo dem Oglio zuströmt. Wie weit der Ogiogletscher in dieses Bergland eingedrungen ist, bleibt noch festzustellen. Jedenfalls war das Eis im unteren Valle d'Angolo so hoch gestaut, dass es über den Sattel von Castione überfließen konnte; Taramelli¹⁾ fand Dezzogesteine im obersten Gebiete der Borlezza, welche hier Vallegio heisst; aber er traf keine Endmoräne, sondern nur mächtige Schottermassen, welche anzeigen dürften, dass die Gletscherausdehnung ins Borlezzagebiet hinein keine bedeutende war. Keinesfalls aber ist denkbar, dass der an der Mündung des Dezzothales fast 1200 m mächtige Ogiogletscher an derselben vorbeiging, ohne einzudringen, wie Stoppani glaubt, indem er im untersten Dezzothale einen glacialen Stausee mutmasst, oberhalb dessen der Gletscher des Dezzothales (Valle di Scalve) endete.

Eine sehr bedeutende Diffluenz des Ogiogletschers erfolgte im Gebiete des Iseosees. Hier mündet unterhalb Lovere das Borlezzathal, das seinerseits unfern seiner Mündung gegen das vom Cherio durchflossene Val Cavallina geöffnet ist. In beide Thäler drang der Ogiogletscher ein, welcher sein erratisches Material, wie schon Amighetti gezeigt, bei Lovere am M. Valtero sehr hoch, nach Moebus in 1350 m Höhe gestrandet hat. Einen Arm sandte er an der Borlezza aufwärts in nordwestlicher Richtung bis nach Clusone nahe dem Serio, einen anderen über den niederen Thalsattel ins Val Cavallina gegen Südwesten bis über den See von Endine hinaus. Die Hauptmasse des Eises aber strömte im Thale des Iseosees südwärts, überflutete die Insel Isola und wurde schliesslich am Südende des Sees durch den M. Alto (652 m) gespalten; ein kleiner Ast folgte dem Oglio gegen Südwesten, der breite Stamm streckte eine kurze Zunge in die Poebene hinein.

Das sebinische Moränenamphitheater.

Die breite aber kurze Zunge, welche der Ogiogletscher in die Poebene erstreckte, hat ein sehr ausgeprägtes Moränenamphitheater hinterlassen, das wir nach dem Eigen-

1) Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Clusone e di Schilpario. Rend. R. Ist. lombardo (2) XXIX 1896. S. 1143.

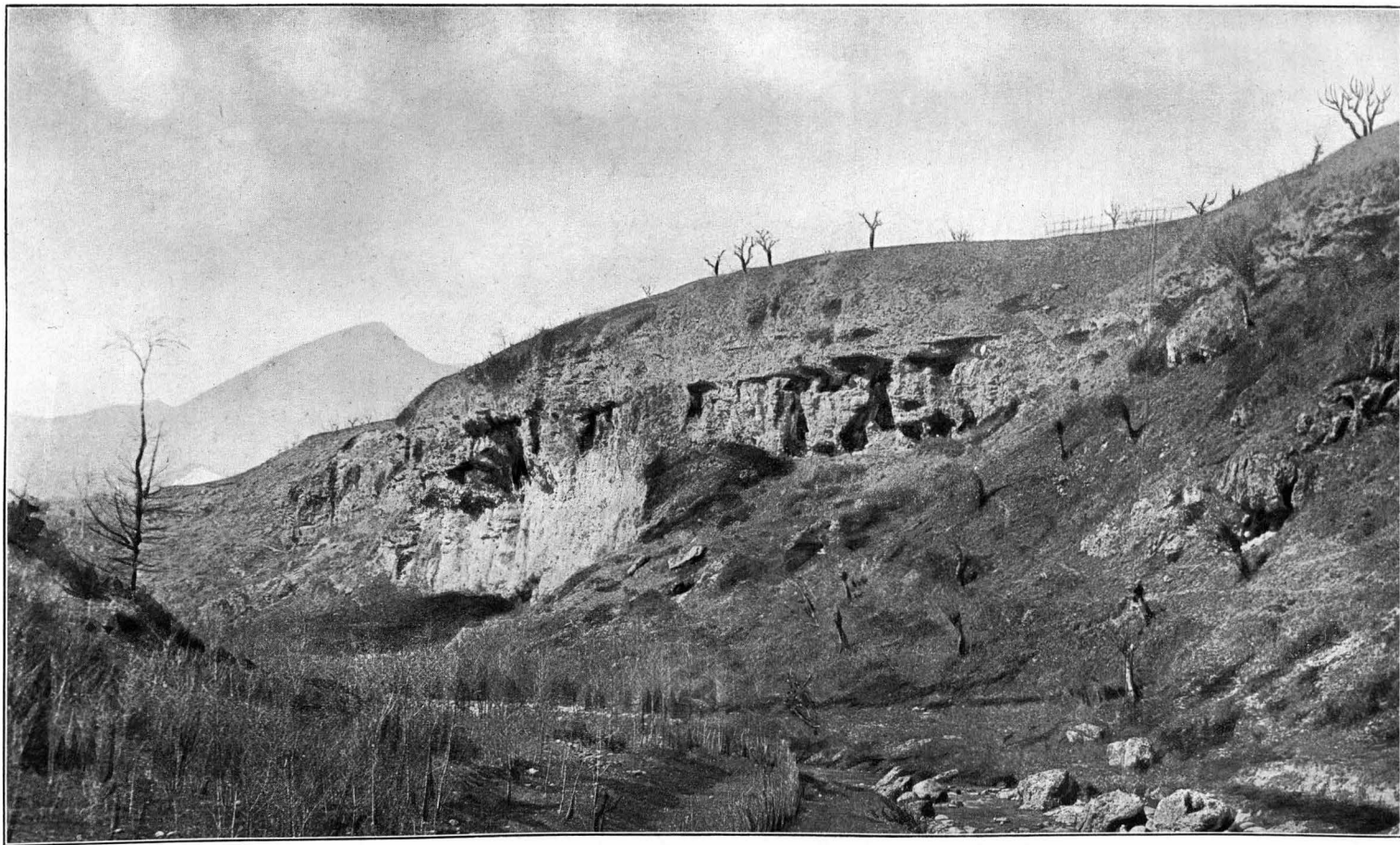
namen des darin gelegenen Sees („Sebino“) als sebinisches bezeichnen. Es erfüllt den Raum zwischen dem M. Cogolo (674 m) im Osten und dem M. Alto (652m), an welchem sich das Ende des Ogligletschers spaltete, im Westen. Eine stattliche Jung-Endmoräne, der Hügelzug der Francia-Corta, erhebt sich mehrfach über 300 m Höhe; von ihr aus stuft sich das Land nordwärts gegen den See hin in einzelnen Absätzen ab, an deren Kanten sich jeweils Endmoränen entlang ziehen; nach Süden aber geht von ihr ein breiter Übergangskegel von Niederterrassenschottern aus, der sich allmählich in die Poebene verflacht. Daneben erstrecken sich, durch eine Kieselflora gekennzeichnet, wie Ugolino Ugolini¹⁾ gezeigt hat, die Altmoränen. Sie erfüllen im Südwesten den Raum gegen den M. Orfano (402 m) grösstenteils und bilden nördlich Rovato einen typischen Wall, welcher aus gänzlich verwittertem Material, ähnlich dem von Feccchio besteht. Typischer Ferretto fehlt jedoch hier wie allenthalben am Saume des Ogligletschers.

Über die Abgrenzung der Jung- und Altmoränen bestehen Meinungsverschiedenheiten zwischen Cozzaglio und Ugolini einerseits und Baltzer und Moebus andererseits. Erstere erwähnen, dass der Hauptendmoränenwall bei Monterotondo stark ferrettisiert sei; Cozzaglio kennt darauf nur kleine Partien unersetzter Moräne (Paesaggi S. 197). Baltzer und Moebus betrachten ihn ganz als Jungmoräne, was er seiner Form nach sein dürfte. Ob die Altmoränen einen so wenig unterbrochenen Gürtel um die Jungmoränen bilden wie Baltzer auf seiner Karte angiebt, ist mir zweifelhaft. Bereits nördlich von Rovato taucht die dem M. Orfano vorgelagerte Partie der Altmoränen unter Niederterrassenschotter unter. Den Verlauf der innerhalb der Jung-Endmoränen gelegenen Wälle geben Baltzer und Moebus nicht ganz übereinstimmend an; letzterer erwähnt hier eine Mittelmoräne bei Borgonato. Nach den italienischen Aufnahmen (Tavoletta Iseo) könnte man diesen Längswall auch als die Flanke eines einspringenden Winkels im Gletschersaume ansehen, wie ein solcher nördlich Timoline auf genannter Karte entgegentritt.

Schotter und Terrassen.

Gleich dem Moränenamphitheater von Como wird das des Iseesees von keinem Flusse zerschnitten; lediglich der äussere Wall wird hier wie da von einer alten Abflussrinne durchsetzt. Der Oglio verlässt den Iseensee neben dem Amphitheater dort, wo westlich vom M. Alto der Gletscher eine kleine Zunge südwestwärts erstreckte. Hier treffen wir lediglich in der Gegend von Paratico Moränen; um so ausgedehnter aber sind die hier auftretenden Schotter. Unterhalb Sarnico stellt sich eine typische Niederterrasse ein, die sich 40 m über den Fluss erhebt. Einlagerungen stattlicher Flynshblöcke und einzelner gekritzter Geschiebe verraten, dass ihr Steilabbruch am T. Guerna einem alten Gletschersaume entspricht. Am gegenüberliegenden Oglionufer fällt sie von den Moränenhügeln um Paratico ab, die teils auf Flynsh, teils auf Schotter aufsitzen, und besteht auch hier stellenweise, wie z. B. gegenüber Credaro, aus sehr grobem, meist lose verkitteten Materiale. Aus dieser Niederterrassenfläche steigt der Hügel von Montecchio bis 296 m Höhe, also mehr als 100 m über den Fluss und 20 m über die Endmoränen von Paratico an. Er hat einen Sockel von löcheriger Nagelfluh, die bis zum Flusse herabreicht und die benachbarte Niederterrassenfläche um 20 m überragt. Nach oben wird diese Nagelfluh gröber; ihre oberste Partie ist jedoch stellenweise feinkörnig und enthält gekritzte Geschiebe. Darüber folgt die bereits von Stoppani beobachtete Moräne, die oberflächlich ziemlich stark verwittert ist. Wir haben es also im Hügel von

¹⁾ Nota preliminare sulla flora degli anfitratri morenici del Bresciano con speciale riguardo al problema delle glaciazioni. *Commentari dell' Ateneo di Brescia* 1899. *Appendice ebenda* 1900.



Geologische Orgeln an der Grenze zwischen Nieder- und Hochterrassen-Nagelfluh am T. Odria bei Trebecco unfern des Oglio.
Nach einer Photographie von Professor Hans Crammer.

Montecchio mit einem Stück Altnoräne samt ihrem Übergangskegel zu thun. Die Nagelfluh von Montecchio setzt sich unter die benachbarte Niederterrasse fort und ist in der Regel nicht scharf von deren Material zu trennen. Aber unterhalb Credaro erschliesst die Schlucht des T. Odria gegenüber Trebecco unter der Nagelfluh der Niederterrasse eine Verwitterungszone, von der sich tiefe geologische Orgeln in die liegende Nagelfluh der Hochterrasse hinein erstrecken, so wie es unser Vollbild zeigt, das eine photographische Aufnahme meines Freundes Crammer wiedergibt. Auch gegenüber Tagliuno sah ich unweit Molino Urini am linken Ogioufer unter losem Schotter verwitterten älteren, der in seinen tieferen Partien konglomeriert ist. Hier fließt der Oglio zwischen zwei verschieden hoch gelegenen Feldern; das an seinem linken Ufer befindliche bleibt 10—15 m unter dem des rechten Ufers um Tagliuno. Oberflächlich ist das Material des letzteren mehr verwittert, in der Tiefe jedoch nicht allenthalben zementiert, sodass es z. B. um Caleppio Schottergewinnung zulässt. Hier und in der Schlucht von Tagliuno zeigt sich nirgends eine Verwitterungsschicht inmitten der Ablagerung; ich glaube daher, dass wir es hier mit der Hochterrasse, am rechten Ogioufer hingegen mit der Niederterrasse zu thun haben, welch' letztere weiter östlich zwischen Capriolo und dem M. Orfano wieder von einer Hochterrasse überragt wird.

Diese Auffassung deckt sich mit der von Moebus, welcher am Oglio die Terrassen einer älteren und jüngeren Eiszeit unterschieden hat, während er am Aussensaume des Amphitheaters lediglich Ablagerungen der älteren Eiszeit, allmählich in Fluvio-glacial übergehend, angiebt. Baltzer hingegen lässt die Hochterrasse am linken Ufer bereits bei Tagliuno enden. Gleich Moebus erachtet er den Hügel von Montecchio als den Schotter einer ältesten Eiszeit und kennt die dortige Moränenkappe nicht. Der Umstand, dass hier die Nagelfluh ebenso 60 m hoch über den Fluss reicht, wie die Hochterrasse zwischen Caleppio und Tagliuno, deutet auf die Zusammengehörigkeit beider Vorkommnisse, die wir der Riss-Eiszeit zuweisen.

Die Schichtfolge am Oglio erinnert lebhaft an die im Isarthale oberhalb Münchens, wo sich auch der Hochterrassenschotter streckenweise unter den Niederterrassenschotter erstreckt, den er in der Nachbarschaft überragt. Nur finden wir hier nirgends Spuren von Deckenschotter. Hier wie da sind ferner in die Niederterrassen jüngere Terrassen eingesenkt, die sich aber nicht an bestimmte Niveaus halten. Einige tief gelegene wurzeln an der Innenseite der Endmoränen von Paratico, die sie in zwei Thälchen durchbrechen. Auch bei Sarnico selbst setzt eine solche tiefere Terrasse ein, deren Entstehung einem Halté der sich zurückziehenden Würm-Vergletscherung entsprechen dürfte. Innerhalb des sebinischen Amphitheaters treten Schotterablagerungen wenig hervor. Bemerkenswert ist hier ein Vorkommnis von einer ziemlich grobkörnigen löcherigen Nagelfluh unweit Cremignane, welches prächtige Gletscherschliffe trägt, und auf welches G. de Mortillet seine Hypothesen der glacialen Wiederausräumung der Seewannen wesentlich gestützt hat. Moebus bezeichnet es als glaciales Konglomerat der älteren Eiszeit. Ich möchte es in der That den groben Partien des Hochterrassenschotters am Oglio an die Seite stellen und der Riss-Eiszeit zuweisen, was auch der Ansicht Baltzers entspricht.

Die Zusammensetzung dieser Nagelfluh weicht allerdings von der am Oglio ab. Krystalline Schiefer, Tonalite sowie Verrucano und Porphyre treten in den Vordergrund, während am Oglio Kalke vorherrschen. Es muss aber im Auge behalten werden, dass die Nagelfluh von Cremignane gerade der Mitte des Ogiogletschers, die des Ogiothales dagegen dessen rechter Flanke angehört, weswegen sie naturgemäss verschiedene Bestandteile haben müssen. Sehr interessant ist der Gletscherschliff von Cremignane. Wir unterscheiden tiefere Furchen und seichtere Schrammen. Die Furchen

werden durch flache Rücken getrennt, die in der Regel bei einem grösseren Geschiebe beginnen und sich gleichsam in dessen Schatten erstrecken; die feineren Schrammen schneiden Gerölle und Bindemittel glatt durch. Furchen und Schrammen streichen südsüdwestlich.

Ufermoränen.

Die grosse Jung-Endmoräne des sebinischen Moränenamphitheaters setzt sich an der Ostseite des Iseosees als eine grosse zusammenhängende Ufermoräne fort. Als solche tritt sie zunächst in 350—400 m Höhe über Provaglio d'Iseo, dann in 525—550 m östlich von Iseo entgegen. Wir begegnen ihr dann wieder in wenig über 600 m über Prato del Monte unweit Pilzone und in grossartiger Entfaltung in den Thalnissen von Sulzano und Sale Marasino, deren Moränenentwicklung bereits Stoppani (S. 51) geschildert hat. In die Nische von Sulzano biegt sich ein mit mächtigen Tonalitblöcken übersäter Wall hinein, der im innersten Winkel der Nische unweit C. Nestesino 626 m Höhe hat, während er 800 m weiter unterhalb und weiter oberhalb höher, nämlich auf 650 und 670 m ansteigt. Wir entnehmen hieraus, dass sich die Gletscheroberfläche recht ansehnlich, nämlich mit einem Gefälle von fast 100/00 nach dem Innern der Nische hin abdachte. 50—70 m höher als diese sehr typische Ufermoräne liegt eine weitere; ihrer Oberfläche fehlen die grossen Tonalitgeschiebe, welche jener ein so charakteristisches Aussehen geben und hier mitten im Kalkgebirge ganze Kastanienhaine aufkommen lassen; mächtige Bedeckung mit braunem, zähem Lehm, sowie stellenweise Verfestigung ihres Materials zu Nagelfluh charakterisieren diese höhere Ufermoräne, welche sich auch an den Fuss des Sattels von S. Maria del Giogo lehnt, wie bereits Ugolini bemerkt, als Altmoräne; höher, nämlich bis 750 m, reichen noch einzelne erratische Blöcke. In grösserer Höhe stellen sich dann am Gehänge mit einem Male Dolinen ein: Wir sind über die obere Gletschergrenze gestiegen.

Ganz ebenso wie in der Nische von Sulzano liegen die Dinge in der von Sale Marasino. Hier treffen wir die oberste mit Tonalitblöcken reichlich überstreute Ufermoräne in rund 700 m Höhe, und zwar im Innern der Nische wiederum weniger hoch als weiter unterhalb. Insbesondere zeigt die prächtige Ufermoräne von C. Colarino einen entschiedenen Anstieg alpenauswärts. Sie wird vom Thalgehänge durch ein Moränenthälchen geschieden, jenseits dessen sich noch einzelne erratische Blöcke in etwas höherem Niveau finden. Noch höher tritt dann zämentierter Gehängeschutt auf, in dem ich kein erratisches Material finden konnte; eine ältere Ufermoräne konnte ich hier nicht nachweisen. Die Niveauverhältnisse der jüngeren deuten hier wie in der Nische von Sulzano an, dass der Ogliogletscher nach dem Inneren der Nische ein entschiedenes Gefälle hatte.

Dass die Ufermoräne der C. Colarino alpenauswärts ansteigt, hat zuerst Baltzer beobachtet (S. 20) und daraus anfänglich den Schluss gezogen, dass hier eine tektonische Schrägstellung entsprechend einem Einsinken der Alpen stattgefunden habe. Aber bald darauf hat er erkannt, dass es sich lediglich um eine Erscheinung handelt, wie sie in den toten Winkeln am Gletschersaume regelmässig vorkommt (Zur Entstehung des Iseosee- und Comerseebeckens Centralblatt f. Min. u. Geol. 1902. S. 323). Aber er glaubte neben diesem lokalen Ansteigen der Ufermoränen ein allgemeines der erratischen Spuren alpenauswärts nachweisen zu können. Es solle sich am Abfalle des M. Redondone zwischen den Nischen von Sale und Sulzano das Erratische weniger hoch (719 m) erheben als weiter abwärts am Sporne, der die Nische von Sulzano gegen Süden begrenzt (740 m). Nachdem mir gelungen ist, am Abfalle des M. Redondone erratische Blöcke bis zu 750 m Höhe nachzuweisen, kann von einem Ansteigen der Gletschergrenze alpenauswärts nicht die Rede sein. Die Funde, um die es sich hier handelt, liegen durchweg höher als die grosse

Ufermoräne der Würm-Eiszeit, sie gehören zu den altglacialen Ablagerungen, die eine minder scharf ausgesprochene obere Grenze haben, als die jungglacialen. Baltzer führt die Scheidung von Alt- und Jungglaciale nicht durch und kombiniert die prächtige Jung-Ufermoräne von C. Nestesino (626 m) mit den stark verwaschenen und verwitterten Moränen am Roccolo bei 740 m. Die stark verwitterten Altmoränen am Fusse des Anstieges nach Madonna del Giogo erwähnt er nicht.

Das von der Ufermoräne von Sale Marasino umschlossene Gelände dacht sich gegen den Iseosee stufenförmig ab. Stoppani zählte 12 Stufen, ich konnte zwei grössere Stufen in 560 m und 330 m Höhe und zahlreiche kleinere erkennen; sie alle dürften alte Säume des abschmelzenden Gletschers darstellen. Unter dem Moränenmaterial legt der T. Potazzolo eine grobe Breccie bloss, welche das Trümmerwerk eines vor der letzten Vergletscherung erfolgten Bergsturzes darstellen dürfte. Tiefer lagern noch Schotter, die ich nicht näher untersuchen konnte.

Oberhalb der Nische von Sale Marasino tritt uns an der linken Flanke des Iseosees am T. Bagnadore eine typische Verbauung entgegen. Die stauende Moräne von Cislano reicht nur bis etwa 620 m Höhe, während sich erraticches Material in der Nähe nach Moebus bis 1150 m erhebt. In den Moränen sind prächtige Erdpyramiden zur Entwicklung gelangt, die Salmojrighi (*Le piramidi di erosione ed i terreni glaciali di Zone. Boll. Soc. geol. ital. IV. 1885. S. 142.*) beschrieben und Baltzer abgebildet hat.

Die Äste von Val Cavallina und Val Borlezza.

Weniger als über die Uferbildungen auf der Ostseite des Iseosees sind wir über die an der Westseite desselben unterrichtet.¹⁾ Moränen legen sich nach Stoppani vor die Mündung des Odria- und Guernathales unterhalb Sarnico; wir sind hier ausserhalb der Jungmoränen und haben daher wohl mit Altmoränen zu rechnen. Mächtige Moränenmassen verbauen nach Sacco und Moebus die Thäler von Tavernola, Parzanico und Fonteno; im ersteren verfolgte Moebus erraticches Material bis 750 m, im letzteren bis 1200 m. Weiter oberhalb erreichen wir die Gegend von Lovere, wo die Diffluenz stattfand. Mächtige Moränenmassen umgürten ferner den See von Endine, das Zungenbecken des ins Val Cavallina eingedrungenen Astes. Eine typische Endmoräne schlägt sich noch bei Grone (387 m) quer über das Thal; dann stellen sich Schotterterrassen ein, denen noch in Berzo S. Ferma (334 m) Moränen aufsitzen; aber noch bis Entratico hin finden sich an den Gehängen erraticche Gesteine. Ich glaube, dass dieselben von einer älteren Vergletscherung hergefrachtet wurden, während die letzte zwischen Grone und Berzo endete.

Mächtige Moränen, bis 600 m Höhe ansteigend, legen sich südlich Clusone quer über das Borlezzathal und bezeichnen das Ende des in dieses Thal eingedrungenen Gletscherastes, von dessen bereits von Varisco und Amighetti erkannter Existenz sich 1890 die italienische geologische Gesellschaft überzeugte.²⁾ Sie erheben sich 100 m über die südlich von ihnen gelegene Thalsohle und werden im Norden von einem Schotterfelde umzogen, das sich aus dem oberen, von der Gera durchflossenen Borlezzathale südlich Clusone vorbei zum Serio bei Ponte della Selva zieht. Dabei sitzen sie auf teils horizontal, teils schräge geschichteten, vorzugsweise aus Kalk bestehenden Schottern auf, die grösstenteils aus dem Bereiche der Gera stammen.

1) Grosse Lettern lenken den Blick des Reisenden hier am Capo Corno auf einen von Amighetti entdeckten Riesentopf, über dessen fluvioglacialen Ursprung Baltzer keinen Zweifel hegt, während es sich nach Salmojrighi um einen Höhleneingang handelt. (*Il pozzo detto glaciale di Tavernola Bergamasca sul lago d'Iseo. Boll. Soc. geol. ital. XXI. 1902. S. 221.*) Ich habe das Vorkommnis nicht besichtigt.

2) A. Tommasi, *Relazione delle gite in Val Seriana ed a Lovere. Boll. Soc. geol. ital. XI. 1890. S. 762.*

Alles dies weist darauf, dass der in das Borlezzathal eingedrungene Arm des Ogligletschers die oberen Thalwasser zur Seite schob und sie zwang, zum Serio zu fließen, wobei es stellenweise zur Bildung von Stauseen kam. Steil geschichtete Schotter, auf Bänderthonen lagernd, verraten zwischen Cerete und Lovere, dass das vergletschert gewesene Stück des Borlezzathales, nachdem es vom Eise verlassen, einen See geborgen hat, dessen Spiegelhöhe 500 m überschritt. Er kann nur existiert haben, als das untere Borlezzathal noch von Eis eingenommen war; er gehörte sohin in die Kategorie der glacialen Stauseen.

Es ist nicht unmöglich, dass der Borlezzaarm des Ogligletschers bis Clusone gereicht und hier mit dem Seriogletscher zusammengestossen ist. Die Tavolette Clusone und Vilminore verzeichnen nächst dieser Stadt unebenes Gelände von moränenähnlicher Gestaltung und lassen erkennen, dass im Gerathale zwei Terrassen vorhanden sind, von denen die obere bei Onore endet. Sie würde der maximalen Eisausdehnung entsprechen, von der wir nicht wagen können zu sagen, ob sie der Würm- oder der Riss-Eiszeit angehört.

Gefälle im Bereiche der Diffluenz.

Wir überblicken nunmehr in grossen Zügen das Gefälle des Ogligletschers im Bereiche seiner Diffluenz. In der Gegend südlich Lovere und über der Stufenmündung des Borlezzathales hatte sich seine Oberfläche auf 1200 m Höhe herabgesenkt. Die drei Arme, in die er sich spaltete, hatten von hier gerechnet folgende Masse.

| | Borlezza-Ast | Cavallina-Ast | Iseo-Ast | | |
|------------------|--------------|---------------|----------|----------------|-----------|
| | | | zusammen | oberhalb Isola | unterhalb |
| Länge | 9 km | 16 km | 23 km | 8 km | 15 km |
| Gefälle: Absolut | 600 m | 850 m | 880 m | 400 m | 480 m |
| Relativ | 67 ‰ | 53 ‰ | 38 ‰ | 50 ‰ | 32 ‰ |

Wir erkennen deutlich, dass der Borlezza-Ast, der einen Anstieg von 200 m thalaufwärts zurückzulegen hatte, das steilste Gefälle besaß, während der breiteste Ast, der von Iseo, das geringste aufwies; jedoch war dasselbe nicht gleichmässig entwickelt, es war im engen Teile des Sees oberhalb Isola anderthalbmal so beträchtlich, als im weiter südwärts gelegenen Seebecken und im Bereiche des Amphitheaters. Allenthalben war es aber erheblich steiler als im Einzugsgebiete des Gletschers, welche Thatsache mit einem postglacialen Einsinken der Alpen im Bereiche des Iseoses, wie es Baltzer angenommen, nicht in Einklang steht.

Die geschilderten Gefällsverhältnisse beziehen sich lediglich auf die Mitte der Gletscheroberfläche; dass sich diese auch seitlich gegen die Ufer hin senkte, liegt auf der Hand, da wir ja im Bereiche ihres Abschmelzgebietes sind, und ist in den Nischen besonders gut erkennbar. Gerade der Ogligletscher mahnt zur Vorsicht bei Verwertung von Ufergefällen des Eises für tektonische Folgerungen: erstreckt sich doch der Borlezza-Ast alpenwärts, sodass an seinen Flanken alle glacialen Uferlinien ein verkehrtes Gefälle aufweisen. Einer der von Moebus angegebenen erraticen Funde passt nicht in die dargelegten Eishöhen, nämlich der Gneissblock am Coletta westlich Fonteno in 1200 m. Wenn die Höhenbestimmung richtig ist, möchten wir glauben, dass er zu den Altmoränen gehört, die ja auch bei Sulzano die Jungmoränen um mehr als 100 m überragen. Moebus ist der ausnahmsweise hohen Lage dieses Blockes nicht gewahr geworden, da er dessen Höhe gleich anderen in seinem Längenprofile des Ogligletschers nicht richtig eingetragen hat.

Interglacialer See von Pianico.

Nahe dem Zentrum der Diffluenz des Ogligletschers, an einer Stelle, die von einer etwa 900 m mächtigen Eismasse bedeckt gewesen ist, liegt die pflanzenführende

Schicht von Pianico. Schon Stoppani erkannte (S. 245), dass sie zwischen Moränen lagert, weswegen er ihr glaciales Alter zuschrieb; auch Rütimeyer¹⁾ hegte über ihre Zugehörigkeit zur Eiszeit keinen Zweifel, wogegen James Geikie²⁾ sie auf Grund ihrer Lagerung und Flora für interglacial erklärte. Zu gleichem Ergebnisse ist dann auf Grund einer eingehenden Untersuchung Baltzer³⁾ gekommen, nachdem Corti⁴⁾ geglaubt hatte, bei Pianico zwei Ablagerungen unterscheiden zu können: eine lacustro-glaciale und eine solche „pliocänen“ Alters, das er dem Mergel von Pianico zuschrieb. Noch bevor Baltzer die Ergebnisse seiner Untersuchung sammt einer Karte eingehender⁵⁾ mitgeteilt und durch einen Nachtrag⁶⁾ ergänzt hatte, hatte ich 1892 im Verein mit Du Pasquier das Vorkommnis besucht und mich von dessen interglacialem Alter überzeugt. Ich teile im folgenden die damals gewonnenen Beobachtungen mit, die ich 1902 bestätigen und in einigen Punkten ergänzen konnte.

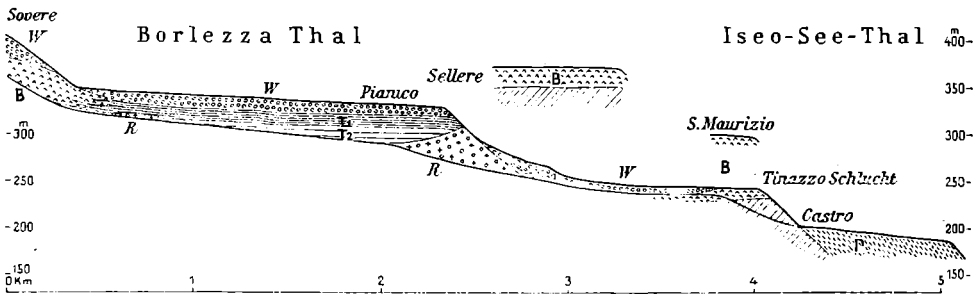


Fig. 109. Die interglacialen Schichten von Pianico.

R Riss-Moränen. T₂ Weisse, T₁ graue fossilführende Thone. B Breccien der Riss-Würm-Interglacialzeit. W Würm-Moränen. D postglaciales Delta des Tinazzo. Grundgestein schraffiert.

Die Ablagerung von Pianico befindet sich oberhalb der Stufenmündung des Borlezzathales zwischen den Ortschaften Pianico und Lovere, unfern der Abzweigung des Cavallina Thales. Sie wird vom Borlezzabache durchschnitten. Gehen wir an letzterem aufwärts (vergl. Fig. 109), so passieren wir zunächst oberhalb der Tinazzoschlucht, durch die er zum Iseosee herabfällt, Moränen (W), welche das Thal bis etwa 240 m Höhe erfüllen. Unfern Pianico hebt sich diese Thalausfüllung stufenförmig bis etwa 330 m empor; hier stellen sich unter den Moränen zunächst grau-gelbe, dann blaue, Muschelschalen führende Mergel (T₁) ein, und unter diesen erscheint in etwa 10 m Mächtigkeit ein grauweisser, wohlgeschichteter Mergel (T₂), welcher stellenweise recht auffällige Schichtstörungen aufweist und zahlreiche Blattreste enthält. Unter diesem Mergel lagert schlammige Grundmoräne (R), welche sich thalabwärts über seine Oberfläche emporhebt, also einen wahren Damm für jenen Teil des erloschenen

1) Über Pliocen und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen. Basel 1875, S. 26.

2) Prehistoric Europe. London 1887, S. 314.

3) Mitt. d. naturf. Gesellsch. Bern 1892, S. 77.

4) Sulla marna di Pianico. Rend. Ist. lomb. (2) XXV. 1892.

5) Beiträge zur Kenntnis der interglacialen Ablagerungen. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1896 I, S. 159.

6) Nachträge zum Interglacial von Pianico-Sellere. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1897 II, S. 107.

Sees bildend, in dem der weisse Mergel abgelagert wurde. Thalaufwärts verzahnen sich die lacustren Thone von Pianico mit einer Kalkbreccie (B), welche sich im Dorfe Lovere bis auf 350 m Höhe emporhebt und von Moräne bedeckt wird. Abseits von diesen Vorkommnissen liegt die Marna di Pianico, welche die meisten Fossilien liefert hat. Sie streicht zwischen dem Dorfe und dem Friedhofe Pianico am Abfalle der Stufe aus, mit welcher sich die höher reichende Thalausfüllung gegen die minder hohe absetzt. Nach Corti legt sie sich unmittelbar auf Dolomit, welcher südlich der Borlezza mehrfach die Moränenausfüllung durchstösst; ihr Niveau (300 m) entspricht dem der grauweissen, wohlgeschichteten Mergel an der Borlezza, mit dem sie auch die meisten fossilen Pflanzen gemein hat. Weiter abwärts tritt am linken Thalgehänge eine Kalkbreccie entgegen, welche östlich vom Dorfe Sellere einen Terrassenabsatz in 380 m Höhe bildet. Sie ist mit grossen erratischen Blöcken überstreut und fällt ziemlich steil im Sinne des Thalgehanges, an dem sie abwärts bis zur alten Strasse Lovere-Sellere verfolgt werden kann. Hier trägt sie in etwa 300 m Höhe westsüdwestlich gerichtete Gletscherschliffe. Ihrer Höhenlage und petrographischen Zusammensetzung nach entspricht sie der Breccie von Lovere, die sich mit den lacustren Mergeln der Borlezzaschlucht verzahnt. Wir erachten sie daher gleich jener auch als ein Glied der interglacialen Reihe von Pianico, und zwar möchten wir sie wegen ihrer schrägen Schichtung als eine Uferbildung des Sees von Pianico ansehen, dessen Bodenabsätze uns in den lacustren Mergeln entgegentreten, und dessen Spiegel wir hiernach in 380 m Höhe anzusetzen haben.

Stoppani hat diesen alten See von Pianico mit dem Stausee identifiziert, den wir weiter oben im Borlezzathale kennen gelernt haben. Er stellt in einer von J. Geikie reproduzierten Karte dar, dass sich ein Ast des Ogliogletschers unterhalb Lovere von diesem loslöste und sich in das Cavallinathal erstreckte, ohne in das Borlezzathal einzudringen; die Moränen von Clusone führt er auf den Seriogletscher zurück. Aber der See oberhalb Lovere existierte nicht bloss später als der von Pianico — nämlich nach und nicht vor der letzten Vergletscherung der Gegend, sondern hatte auch einen viel höheren Spiegel, und während wir es oberhalb Lovere mit Sedimenten eines glacialen Stausees zu thun haben, finden wir in dem von Pianico Reste einer Flora und Fauna, welche ganz unvereinbar mit einem glacialen Klima sind. Allerdings lag die Gegend von Pianico während der Würm-Eiszeit 1400—1500 m unterhalb der Schneegrenze, und es ist sehr wohl denkbar, dass hart am Gletscher Waldbestände vorkamen, deren Reste infolge einer Gletscherschwankung zwischen glacialen Schichten begraben wurden; aber wir müssten dann eine Flora finden, wie sie heute in ähnlichem Abstände unter der Schneegrenze vorkommt, z. B. im Ogliothale bei Ponte di Legno. Die Flora von Pianico, die wir in Tabelle S. 821 nach den Bestimmungen von Sordelli, Fischer¹⁾ und Amsler²⁾ zusammengestellt haben, ist jedoch keine derartige Montanflora; sie setzt sich zu $\frac{2}{3}$ aus Arten zusammen, die auch heute an Ort und Stelle vorkommen, während $\frac{1}{3}$ ein südöstliches Verbreitungsgebiet hat. Es ist die typische bosnische Eichenwaldflora, die uns hier ebenso wie bei Re entgegentritt, und die allenthalben tief unter der Schneegrenze

1) Verzeichnis der von A. Baltzer gesammelten Pflanzen des Interglacial von Pianico-Sellere. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1896, S. 175.

2) Comptes rendus des travaux de la Société helvétique des Sciences naturelles. Thuis 1900, S. 45. Arch. d. Sc. phys. et nat. de Genève 1900.

bleibt, in einigen Arten, wie z. B. der Weinrebe, um 'mindestens 2000 m. Wir können daher Stoppani nicht beipflichten, dass wir es bei Pianico mit einer interstadialen Ablagerung, nämlich mit der eines glacialen Stausees zu thun hätten, und müssen die zuerst von James Geikie ausgesprochene und von Baltzer näher begründete Ansicht teilen, dass es sich um eine interglaciale Bildung handelt, die wir im Sinne unserer früheren Argumentation (S. 149) in die Riss-Würm-Interglacialzeit verweisen. Bestärkt werden wir in dieser Annahme durch den Nachweis des Merck'schen Rhinoceros, einer charakteristisch interglacialen Art, in unserer Ablagerung.

Die Flora in der Marna di Pianico (*P* in Tabelle S. 821) ist dieselbe wie die der weissen Mergel in der Borlezzaschlucht bei Sellere (*S* ebenda); es geht daher nicht an, mit Corti beiden verschiedenes Alter zuzuschreiben. An Tierresten liegen von Pianico vor: Rhinoceros Mercki Jaeg., bestimmt von Forsyth Major (Stoppani, Corso II S. 663, Era S. 245), Cervus elaphus L., (Varisco, Note illustrative S. 41), Myoxus nitedula Pall. (dryas) Schreb.? (Studer bei Baltzer 1896, S. 185); an Fischen bestimmte Bassani (Su alcuni pesci del deposito quaternario di Pianico in Lombardia. Atti Soc. ital. di Sc. nat. 1886, XXIX S. 344): Anguilla vulgaris Flem., Cyprinus carpio L., Leuciscus aula Bonap.; Studer erwähnt ferner Bufo viridis L. Sordelli fand eine Ichneumonide, ähnlich Ophion oder Campoplex (Sopra alcuni insetti fossili di Lombardia. Rend. R. Ist. lomb. (2) XV 1882, S. 129).

An Diatomeen konnte Corti 41 Arten nachweisen; 4 davon sind noch nicht fossil gefunden worden, 28 sind recent und fossil, 10 nur fossil bekannt und zwar aus allen Stufen des Tertiärs bis ins Quartär. Wir wagen auf Grund dieser Flora nicht das Alter der Ablagerung anders anzusehen, als es sich auf Grund der Lagerungsverhältnisse, der Fauna und der Samenpflanzen ergibt.

Die Ablagerung von Pianico bedarf noch weiterer Untersuchung. Steht auch ihr interglaciale Alter ausser Zweifel, so knüpfen sich weitere Fragen an die Lage des alten Sees. Nur die weissgrauen Mergel sind Sedimente eines durch Moränen gestauten Gewässers; die hangenden Mergel und die Breccien greifen darüber hinaus und weisen auf einen See, der sich bis zum heutigen Iseosee erstreckte. Hier fehlt ein Riegel, welcher den alten See von Pianico vom Sebino scheiden könnte; es entsteht daher die Frage, ob wir bei Pianico es nicht vielleicht mit den Sedimenten von einem Aste des Iseosees zu thun haben. Allerdings reichen dieselben höher (380 m) als der Gürtel der Jung-Endmoränen (320 m), welcher die Altmoränen ansehnlich überragt. Allein wir haben auch auf der Nordseite der Alpen gesehen (S. 150, 164 u. 527), dass Seen mit einer Spiegelhöhe existiert haben, die bei den heutigen Höhenverhältnissen unerklärlich bleiben; sie führten uns zur Annahme, dass der Altmoränengürtel eine sehr beträchtliche Abtragung erfahren hat; es ist aber auch denkbar, dass infolge einer Fortdauer der Hebung der Alpen die Sedimente des Sees über den Altmoränengürtel gehoben wurden. War aber der See von Pianico vom Iseosee getrennt, so müssen zur Zeit seiner Existenz die Höhenverhältnisse an der Mündung des Borlezzathales erheblich andere gewesen sein als gegenwärtig.

Die hier vorkommenden Ablagerungen hat Salmojrighi (Formazioni interglaciali allo sbocco di Val Borlezza nel Lago d'Iseo. Rendiconti R. Ist. Lomb. (2) XXX. 1897, S. 132) näher beschrieben. Er unterscheidet ein postglaciale Delta der Borlezza, das sich bei Castro in den See hinausbaut, und das von einem Kalktuff überragt wird, den er deswegen für älter und zwar für interglacial hält. Auch erwähnt er, bei dessen Verfolgung Gletscherschliffe gefunden zu haben; doch erhellt nicht so eindeutig, wie ich in meinem Referate, Neues Jahrb. f. Min. 1899-I. S. 52, angegeben habe, dass sich derselbe auf dem Tuffe findet. Ich kann nach meinen 1902 gemachten Beobachtungen nur annehmen, dass der Kalktuff gleich dem etwas jüngeren Delta postglacial ist. Weiter führt Salmojrighi eine Breccie an, den Crespone, ähnlich derjenigen, welche wir bei Lovere und Sellere gefunden. Sie unterscheidet sich nicht überall leicht von einer anderen, durch Zertrümmerung des Gesteins hervorgegangenen, gegenüber welcher sie an typischen Örtlichkeiten durch das Auftreten gekritzter Geschiebe charakterisiert ist. Salmojrighi hält sie für eine ältere interglaciale Bildung, nachdem sie Baltzer mit aller Reserve als Deckenschotter gedeutet hatte. Meines Erachtens handelt es sich um ein Aequivalent der Breccie von

Lovere-Sellere, das aber hier in wesentlich tieferem Niveau vorkommt. Als präglaciale Nagelfluh beschreibt Salmojrighi eine von Amighetti zuerst erwähnte Nagelfluh von Oglio-Gesteinen südlich Lovere. Ich fasse dieselbe gleich ähnlich zusammengesetzten Schottern am Nordende von Lovere als eine ziemlich späte, lokal aber stark verfestigte Uferbildung der Würm-Vergletscherung auf. Corti bezeichnet auch diese Ablagerung als Villafranchiano.

Adrara und Foresto.

Ähnliche lacustre Ablagerungen wie bei Pianico finden sich nach Stoppani (S. 246) in den Thälern der Guerna und Odria bei Adrara und Foresto, unfern Sarnico nicht weit vom unteren Ende des Iseosees oberhalb der dortigen Ufermoränen, die wir der älteren Vergletscherung zuwiesen. Stoppani dürfte sie daher mit Recht mit den interglacialen Schichten von Pianico parallelisieren. Sacco stellt sie ohne Angabe bestimmter Gründe zum Villafranchiano. Ich konnte die in Rede stehenden fossilführenden Ablagerungen nicht untersuchen. Sie verdienen ein erneutes Studium.

Sordelli führt von Adrara an: *Chara fragilis* Desv. (Sulle tartarughe fossili di Leffe. Atti Soc. it. Sc. nat. XV. 1872, S. 152), Varisco auch Reste von *Bos primigenius*.

Glaciale Übertiefung des Ogliothales. Cozzaglios Ansichten.

Der Iseensee liegt in einem auffällig übertieften Thale. Die einschlägigen Phänomene sind bereits von Salmojrighi in sehr gewissenhafter Weise beschrieben worden. Er schildert, wie die Seitenthäler ausgezeichnete Stufenmündungen haben, in welche die Flüsse umso mehr eingeschnitten sind, je grösser ihr Einzugsgebiet ist. Er führt ferner aus, wie die Riedel zwischen den Seitenthälern gegen den See hin derart abgestutzt sind, dass sie ungemein steilwandig abfallen. Der Sebino erfüllt einen typischen Trog, dessen häufig übersteile Wandungen in den Weitungen des Seebeckens weniger hoch ansteigen als in den Engen, wo sie z. B. am Abfalle des M. Creto (1106 m) unweit Parzanica bis über 900 m Höhe reichen und gegenüber Pilzone den Ausläufer des Mondara bis 500 m Meereshöhe hinauf abstutzen. Wie das Thal des Iseosees, ist auch das ganze Val Camonica übertieft, und zwar in sehr auffälliger Weise bis nach Edolo hin, wo die Eismassen des Veltlin sich mit denen des Ogliogebietes vereinigten. Die einschlägigen Erscheinungen hat bereits 1895 Arturo Cozzaglio dargelegt. Er weist darauf hin, dass alle Seitenthäler von Edolo ab stufenförmig münden und dass hier das obere Val Camonica sich wie ein Seitenthal verhält, nämlich stufenförmig abfällt. Salmojrighi geht über eine Beschreibung der Erscheinungen nicht wesentlich hinaus; er beschränkt sich in genetischer Hinsicht darauf auszuführen, dass die Seitenthäler der Hauptsache nach eingeschnitten waren, ehe die Vergletscherung anlangte, und schliesst aus ihrer stufenförmigen Mündung lediglich, dass ein „Fluss“ das Seethal so rasch vertiefte, dass die Seitenthäler ihm nicht zu folgen vermochten; der Mangel an Schuttkegeln vor den Mündungen dieser Seitenthäler ist ihm ein Beweis für die Stärke der im Hauptthale stattgefundenen Wasserbewegung, welche allen von den Seiten stammenden Schutt wegfegte. Cozzaglio hingegen hat die Übertiefung des Oglio- und Iseothales auf die erodierende Wirkung des Hauptgletschers zurückgeführt. Von Edolo an, wo sich die veltliner Eismassen mit den schwächeren camunischen vereinigten, setzte im Hauptthale die Glacialerosion kräftig ein, während die Eiswirkung in den Nebenthälern eine geringere war, sodass deren Flüsse nach Schwinden der Vergletscherung tief einschneiden mussten, um den Hauptfluss zu erreichen. So entstanden die Klammen an

beiden Seiten von Valcamonica, an deren Fuss sich riesige Schuttkegel erstrecken, und Gesteinsriegel wurden dort herauspräpariert, wo das Thal von besonders widerstandsfähigen Gesteinen gequert wird, wie z. B. bei Breno. Dort, wo heute der Iseosee liegt, befand sich nach Cozzaglio vor der Eiszeit ein ähnliches Hügelland, wie heute am Alpensaume nordöstlich von Brescia. So begegnen wir denn bei ihm zum ersten Male in der Literatur ausgesprochen der Lehre von der glacialen Übertiefung der Alpenthäler.

Präglacialer Thalboden und Verschiebung der Wasserscheiden.

Eine Rekonstruktion des präglacialen Thalbodens hat Cozzaglio nicht unternommen. Ich kann sie nur auf Grund der italienischen Originalaufnahmen zu den Blättern 19 und 34 der Carta del Regno versuchen. Darnach lag er an der Mündung des Borlezzathales entschieden über 300 m hoch, bei Darfo über 500 m, bei Breno in 600—700 m und bei Capo di Ponte, wo sich eine breite Felsterrasse im Ogliothale einstellt, in über 900 m Höhe. Oberhalb Capo di Ponte hört der regelmässige Anstieg des alten Ogliothalbodens auf; wir müssen ihn von der Mündung des Val di Savio an bis in die Gegend von Malonno und Edolo in 1000—1100 m Höhe ansetzen. Dies deutet auf eine genetische Verschiedenheit beider Thalstücke. In Einklang hiermit steht der Lauf der Flüsse. Oberhalb Capo di Ponte bis gegen Edolo hin erreichen die Nebenflüsse den Oglio nicht, wie sonst regelmässig, unter spitzem Winkel; sie strömen etwas alpeneinwärts und sind so angeordnet, als ob sie über den Aprica-Pass der Adda zuströmen wollten. Ich schliesse hieraus, dass das obere Ogliegebiet ursprünglich dem Veltlin tributär war und erst spät durch Zerstörung eines Sattels zwischen dem M. Colombè (2135 m) und M. Elto (2148 m) mit dem unteren Val Camonica verknüpft wurde. Inwieweit dies mit einer glacialen Abtragung der Wasserscheide zu thun hat, lässt sich einstweilen nicht entscheiden. Eine solche dürfte sich im Diffuenzbereiche des Ogligletschers ereignet haben. Bereits Salmojrighi (Formazioni interglaciali) hat darauf hingewiesen, dass das ins Iseothal mündende Borlezzathal dermassen gegen das Thal des Cherio oder Val Cavallina geöffnet ist, dass dieses als seine einstmalige Fortsetzung erscheint. Existierte nun neben diesem alten Borlezza-Cavallinathale und dem Iseoseethale eine niedrige Wasserscheide, deren Reste uns noch im M. Clemo (794 m) entgegentreten, so musste diese vom Ogligletscher überflutet und niedergeschliffen werden. Dadurch konnte das Borlezza-Cavallinathal dem Iseosee in der Weise angegliedert werden, dass ihm nicht bloss die oberhalb der alten Wasserscheide gelegene, sondern auch die unterhalb befindliche, mutmasslich bis zu den Endmoränen des Cavallina-Astes reichende Thalstrecke tributär wurde. Eine spätere Verschiebung der Wasserscheide trat ein, als die vom Pian Gajano unfern Endine kommenden Wildbäche ihre Schuttkegel so hoch aufschütteten, dass die Wasser des Sees von Endine über dessen Endmoränen zum Cherio abfliessen und die Richtung wieder einschlagen mussten, die die ursprüngliche war. So erscheint uns denn der See von Endine heute als ein abtrünnig gewordener Ast des übertieften Diffuenzgebietes vom Ogligletscher, in welchem ein Parallelthal des Hauptthales diesem eingefächert wurde.

Stufenbau im oberen Ogliothale. Salomons Studien im Aviothale.

Die Übertiefung des Ogliothales lässt sich bis in dessen oberste Verzweigungen verfolgen, und wenn auch das obere Val Camonica bei Edolo stufenförmig in den

mittleren Thalabschnitt mündet, so ist es doch seinerseits gegenüber seinen Nebenthälern übertieft. Stufenförmig münden an seiner rechten Flanke Val Canè, Val Grande und Valle del Mortirolo. Dagegen münden die von der Adamellogruppe kommenden Thäler Valle Narcane bei Ponte di Legno und Valle d'Avio bei Temù gleichschlig. Sie führten dem Ogiogletscher Hauptzuzflüsse zu, deren Betten bis zur Sohle des Hauptthales entsprechend den S. 303 entwickelten Regeln eingeschnitten sind. Das Aviothal hat einen ganz ausgezeichneten Stufenbau, welcher umso bemerkenswerter ist, als er auf das Gebiet des Tonalits beschränkt ist. Salomon ¹⁾ hat ihn bereits näher beschrieben: Wie Perlen an einer Schnur liegt auf den Stufenabfällen eine Reihe von Felsbecken, die einen bereits zugeschüttet und Schotterflächen bergend, die anderen mit Wasser erfüllt und Seen aufweisend; in Wasserfällen stürzt der Fluss von Stufe zu Stufe, hinein in den See von Avio und aus demselben herab bis zur Alm von Caldea. Soweit der Fels nackt daliegt, zeigt er deutliche Gletscherschliffe und unverkennbare Spuren eines Ausbrechens einzelner Platten aus dem Gletscherbette durch die Thätigkeit des Eises.

Salomon gewann hier die Überzeugung, dass die Gletschererosion nicht im Abhobeln Millimeter für Millimeter, sondern in der Abhebung einzelner Platten besteht. Dies müsse am intensivsten am Fusse einzelner Stufen geschehen, entsprechend dem Wechsel in den Druckstärken am Grunde des Gletschers. Die Seewannen erscheinen ihm also bedingt durch das Vorhandensein der Stufen.

Ich muss Salomon in der Würdigung der Klüftbarkeit des Gesteins für die ausbrechende glaciale Erosion durchaus beipflichten. Letztere ist in der That auch im homogen erscheinenden Gesteine dank dessen verschiedener Klüftbarkeit eine selektive, so wie dies seither auch von Gilbert für die Sierra Nevada gezeigt worden ist (Domes and dome structure of the High Sierra. Bull. Geol. Soc. of America XV. 1904, S. 29). Der Einfluss der Klüfte auf den Formenschatz des Aviothales ist ein ganz augenfälliger: an den Flanken des Lago d'Avio laufen die Klüftflächen parallel den Gehängen, auf den Riegeln, welche ihn nach oben und unten begrenzen, hingegen parallel zum Thalboden. Auffällig ist, dass sich der Riegel der zweiten Kaskade (oberhalb des Aviosees) am Thalgehänge als eine scharf ausgesprochene Rippe fortsetzt, was die Vorstellung erweckt, dass er aus besonders widerstandsfähigem Materiale besteht; nach Salomon fällt die oberhalb gelegene Malga di Mezzo in die Richtung einer Doppelzone von kontaktmetamorphem Sedimentgesteinen des Passo Gallinera, liegt aber viel tiefer. So erscheinen mir denn nicht bloss die Wannen im Aviothale, sondern auch deren Stufen als Werke glacialer Erosion, welche durch die Klüftbarkeit des Gesteins gefördert ist.

Baltzer gegen die glaciale Erosion des Iseosees.

Baltzer veranschlagt die Mitwirkung der glacialen Erosion bei der Bildung des Iseosees als gering, da der See sich nicht im Bereiche wenig widerstandsfähiger Schichten erstreckt und seine Tiefenentwicklung nicht vom Wechsel der Ufergesteine beeinflusst würde. Die Schwebfläche ziehe sich aus dem Bereiche der wenig widerstandsfähigen rhätischen Schichten ununterbrochen in das der harten Liaskalke. Endlich widersprächen namentlich die kleineren Inseln der Entstehung der Wanne durch glaciale Erosion. Wir können den beiden ersteren Argumenten keine Beweiskraft zuerkennen. Ein Gletscher erodiert dort, wo er es thun muss, im Bereiche mehr oder weniger widerstandsfähiger Gesteine, in den ersteren allerdings weniger als in den letzteren, wie wir häufig gesehen haben. Doch können wir nicht erwarten, am Boden eines Sees mit sedimentreichem Zufusse die Spuren selektiver Erosion zu erkennen, da sie hier von Sedimenten verhüllt werden. Diese sind es, welche die ebene Schwebfläche aufbauen. Dass aber im Iseosee eine gewisse Abhängigkeit vom Gesteinscharakter besteht, hat bereits Salmojrighi dargethan, welcher zeigte, dass die Seewanne im Bereiche leicht zerstörbarer Gesteine breiter ist

1) Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Thäler erodieren? Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1900 II. S. 117).

als in dem härteren. Was die Inselchen im See anbelangt — nördlich der grossen Isola liegt die kleine Insel Loreto und südlich das gleichfalls kleine S. Paolo —, so vermögen wir in ihnen ebenso wenig Gründe gegen eine glaciale Entstehung der Seewanne zu erblicken, wie in einzelnen Auftragungen im Bereiche übertieferer Täler solche gegen die Deutung der letzteren als Werke glacialer Erosion (S. 304). Es kommen dabei nicht bloss die Widerstandsverhältnisse der einzelnen Auftragung in Betracht, sondern auch die Höhenverhältnisse, welche die eintretende Vergletscherung vorfand. Das Inselchen Loreto erhebt sich aus einer Untiefe, die sich vom rechten Seeufer nach Isola zieht. Die Untiefe erscheint als der letzte Überrest eines gänzlich niedergeschliffenen Sattels, durch den Isola einst mit dem Ostufer zusammenhing; Loreto ist wie der M. Clemo an Orte der alten Wasserscheide gegen das Borlezza-Cavallinathal eine weniger erodierte Partie. Stärker erodiert ist eine mit einer Böschung von 500 ‰ bis auf 71 m Tiefe aufragende isolierte Untiefe, die Salmojrighi nördlich Isola entdeckte; am stärksten erodiert endlich ist eine Furchung, welche sich am Nordabfalle von Isola entlang zieht, so wie es erwartet werden muss, wenn der durch die Insel geteilte Eisstrom erodierte. Auf die Ursachen, welche nach Baltzer für die Entstehung des Iseosees massgebend waren, kommen wir S. 843 zurück.

Hans Hess über glaciale Erosion im Ogiothale.

Hans Hess hat am Ogiogletscher seine Ansichten über die Bildung des Thaltroges, die wir bereits S. 617 gestreift haben, durch eine Serie von Kärtchen erläutert, welche die Ausbreitung unseres Gletschers während der vier Eiszeiten zur Darstellung bringen (Die Gletscher. Braunschweig 1904. Karte IV). Sie beruhen auf seiner Annahme, dass die Alpenhöler weniger durch Wasser, als durch Eis erodiert wurden. Jede der vier Vergletscherungen furchte sich nach Hess ihren eigenen Thaltrog aus; derjenige, den wir beschrieben, gilt Hess lediglich als Werk der Würm-Eiszeit; er sei eingesenkt in einen älteren, dessen Spuren Hess in Knickungen der Thalgehänge, insbesondere an den Spornen zwischen zwei Thälern erkennt. Dieser Trog der Riss-Eiszeit sei seinerseits in einen ähnlich nachweisbaren der Mindel-Eiszeit eingefurcht und dieser in einen solchen der Günz-Eiszeit, dessen Ränder bereits über der Schilffgrenze liegen. Die präglaciale Landoberfläche, welche wir über unserm Troge finden, sucht Hess oberhalb der Schilffgrenze. Indem er nun annimmt, dass im Firngebiete die Gletscheroberfläche etwas über, am Abschmelzrande gerade am Trogrande lag, konstruirte er nach den Trogrändern, die er auf den italienischen Spezialkarten auffand, die Ausdehnung des Ogiogletschers während der vier Eiszeiten.

Ein Vergleich seiner Kärtchen mit unsern Beobachtungsergebnissen offenbart recht erhebliche Verschiedenheiten. Hess giebt während der Würm-Eiszeit die Gletscheroberfläche in der Weitung von Sale-Marasino-Sulzano in 400 m Höhe an, während wir sie nach den ununterbrochen in die Endmoränen verlaufenden Ufermoränen 200—300 m höher festlegen müssen. Während ferner nach den Darlegungen von Hess die Oberfläche der Würm-Vergletscherung in der Gegend von Lovere mit 600 m Höhe den Boden des Troges der Riss-Eiszeit darstellt, finden wir hier 300 m tiefer die interglacialen Schichten von Pianico, wie denn auch die Höttinger Breccie sich bis tief unter den Rande des Hess'schen Würm-Eiszeittrages erstreckt. Hess denkt im letzteren Falle an Rutschungen (Gletscher S. 379) und müsste auch zur Erklärung des Vorkommens von Pianico zu einer solchen Annahme greifen, die mit den beobachteten Lagerungsverhältnissen hier wie da nicht in Einklang zu bringen ist. Nach den Konstruktionen von Hess erhielt ferner der Ogiogletscher aus dem Borlezzathale einen Zufluss, während er thatsächlich in letzteres eine Zunge hinein erstreckte. Es dehnte sich ferner nach Hess unser Gletscher während der Mindel- und Günz-Eiszeit bis tief in die Poebene hinein aus, wofür wir nicht den leisesten Anhalt kennen. Der Mangel an Deckenschottern und Ferretto ist eine besondere Eigentümlichkeit des sebinischen Moränengebietes, die möglicherweise damit zusammenhängt, dass während der beiden älteren Eiszeiten der Ogiogletscher klein blieb, weil das obere Val Camonica noch dem Veltlin tributär war.

Die dargelegten Punkte genügen, um zu zeigen, dass die Rekonstruktion eines eiszeitlichen Gletschers nach dem Hess'schen Verfahren unmöglich ist. Seine Beweisführung oder seine Voraussetzungen müssen Lücken haben. Meines Erachtens ist beides der Fall. Eine solche enge Beziehung zwischen Trog und Vergletscherung, wie sie Hess annimmt, ist nicht vorhanden. Wir wissen von zahlreichen Stellen, insbesondere am Alpenrande, wo über die Zusammengehörigkeit der erraticen Grenzen und Jung-Endmoränen kein Zweifel herrscht, dass die Würm-Vergletscherung hoch über den Thaltrog hinausreichte, den Hess ihr zuzuschreiben geneigt ist; ferner lehrt uns

das Eingreifen des marinen Pliocäns in die südlichen Alpentäler, wie wir es in Valsesia kennen gelernt haben, dass die Alpen bei Beginn der Eiszeit kein solcher Rumpf gewesen sind, wie es Hess annimmt, sondern dass sie bis zu erheblicher Tiefe zerthalt waren.

Welche Deutung den Gehängeknicken zukommt, die Hess seiner Hypothese zu Grunde legt, vermag ich nicht zu entscheiden, da er sie nicht näher beschreibt, sondern lediglich nach Isohypsenkarten konstruiert. In der Natur sind sie mir im Ogliegebiete ebensowenig aufgefallen wie in den Verzweigungen des Oetzthales, wo sie Hess zuerst wahrnahm.

Postglaciale Stadien im Ogliegebiete.

Bei einer allerdings nur flüchtigen Bereisung des Oglithales von Edolo bis zum Iseosee habe ich nirgends ausgesprochene Moränenwälle bemerkt, welche dem Bühlstadium zugewiesen werden könnten; einige Anzeichen deuten in der Gegend von Niardo (450 m) auf einen längeren Gletscherhalt; ausgedehntere Moränen, die möglicherweise dem Bühlstadium angehören, kommen nach Salomon¹⁾ in der Gegend von Edolo vor. Weiter thalaufrwärts trifft man eine deutliche Stirnmoräne unterhalb Ponte di Legno, und hier legt sich auch eine auffällige rechte Ufermoräne quer vor das oberste Oglithal. Wir haben es mit den Endmoränen eines vom Adamellogebiete herabkommenden Narcanegletschers zu thun, der bis 1200 m Meereshöhe herabstieg. Ein derartiger Gletscher setzt eine Schneegrenze in etwa 2300 m Höhe voraus, während im oberen Narcanethale der heutige Pisganegletscher eine solche von 2850 m Höhe hat. Darnach weist der alte Narcanegletscher auf eine Depression der Schneegrenze von etwa 550 m; wir rechnen ihn daher zum Gschnitzstadium.

Anzeichen entsprechender Moränen finden sich auch an der Mündung des Aviothales gegenüber Temù, die wir gleichfalls dem Gschnitzstadium zuweisen. Für das Daunstadium sind beide Gletscher erheblich zu gross, wie ein Vergleich mit den ähnlich gelegenen Gebieten des Stubaitales ergibt, die uns den Typus des Daunstadiums geliefert haben. Das Narcanethal ähnelt nach Lage, Umrahmung und Eisbedeckung sehr dem Langenthal, wo der Daungletscher bis 1600 m herabstieg; dementsprechend müssten wir sein Ende im Narcanethale oberhalb Sozzine suchen, 4 km oberhalb unserer Endmoränen. Aber es ist auch nicht zu verkennen, dass der bei Ponte di Legno endende Gletscher viel kürzer gewesen ist als der γ -Gletscher des Gschnitzthales. Auch die sehr frischen Endmoränen, welche nach Taramelli (Alcune osservazioni nei dintorni di Clusone) an der Malga di Epolo (1550 m) am Nordabfalle der Cima di Camino (2492 m) und in Valtorta im Quellgebiete des Brembo auftreten, können dem Gschnitzstadium zugezählt werden.

Brembo- und Seriogletscher.

Zwei in die Poebene mündende Täler wurzeln in den Bergamasker Alpen, das des Brembo und das des Serio. Beide haben eiszeitliche Gletscher geborgen. Stoppani (Era neozoica S. 122) berichtet, dass sich im Brembothale unterhalb der Schlucht, die der Fluss zwischen Piazza Brembana und Camerata durchmisst, eine mächtige Nagelfluh einstellt, die sich durch die Führung gekritzter Geschiebe als fluvioglacial charakterisiert. Varisco bestätigt diese Beobachtungen und ist gleichfalls geneigt, das Ende des Brembogletschers bei Camerata, also in etwa 500 m Meereshöhe anzusetzen. Weiter abwärts kommen nach ihm am Flusse Schotterterrassen vor.

Gleichfalls in 500 m Meereshöhe treffen wir das Ende des Seriogletschers unfern Clusone. Bei Ponte della Selva (476 m) erheben sich typische Stirnmoränenwälle bis 600 m, die auch schon von Stoppani und Varisco beschrieben worden sind. Sie sitzen einer Niederterrasse von weniger als 500 m Meereshöhe auf, die in der

1) Geol. u. petr. Studien am Monte Avio. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XLII. 1890. S.450 (457).

unterhalb gelegenen Thalenge bald verschwindet, am unteren Ende derselben aber sich wieder einstellt.

Die interglacialen Kohlen von Lefte.

Unterhalb dieser Enge erreichen wir ein weites Becken, und hier wird die Niederterrasse von einer typischen Hochterrasse überragt, welche das weite Feld von Casnigo, 100—110 m über dem Serio, bildet. Dasselbe senkt sich ziemlich steil wie ein Übergangskegel flussabwärts und dacht sich zugleich sanft gegen das von Osten kommende Thal der Ronna, das Val Gandino, ab; hier stösst es mit dessen Schotterausfüllung zusammen, auf welcher das Städtchen Gandino steht. Dort, wo dies geschieht, tritt unter dem Geröll zunächst eine 30—40 m mächtige Thonablagerung und darunter die durch ihre Flora und ihre Säugethierreste bekannte Schieferkohle von Lefte auf. Von ähnlicher Beschaffenheit wie die Schweizer Schieferkohlen, ist sie jedoch älter als die ältesten von letzteren, nämlich die von Dürnten und Wetzikon; denn sie lagert unter dem Hochterrassenschotter, den wir auch hier der Riss-Eiszeit zuzuweisen haben. Da nun Fauna und Flora der Kohlen durchaus unvereinbar mit glacialen Umständen sind und einen spezifisch interglacialen Charakter tragen, kann die Bildung der Schieferkohle von Lefte spätestens in die Mindel-Riss-Interglacialzeit verwiesen werden.

Diese gelegentlich einer 1892 in Gemeinschaft mit L. Du Pasquier gewonnene Altersbestimmung beruht in erster Linie auf der Auffassung des Feldes von Casnigo als Hochterrasse. Sein überaus steiles Gefälle von 15 ‰ vergewissert uns von seinem fluvioglacialen Ursprung. Dabei kann es nicht zu den Niederterrassen gestellt werden; denn diese haben 8 km weiter flussaufwärts von Ponte della Selva immer noch weniger als 500 m Höhe, während unser Feld bei Casnigo schon auf 514 m Höhe ansteigt; auch macht seine ziemlich mächtige Lehmbedeckung seine Zugehörigkeit zur Würm-Eiszeit unwahrscheinlich. Ferner entspricht sein Gesamtauftreten unterhalb der Jung-Endmoränen hoch über den Niederterrassen dem üblichen der Hochterrassen. Um Deckenschotter kann es sich hier nicht handeln. Dieser ist in Oberitalien stets tiefgründig verwittert und oberflächlich in roten Ferretto verwandelt. Dies gilt von unserm Schotter nicht. Auch Taramelli¹⁾ ist geneigt, in ihm weder den ältesten noch den jüngsten Pleistocänschotter zu erkennen.

Stoppani (Era neozoica S. 247) hat die Entstehung der Schieferkohlen von Lefte mit der Anhäufung unseres Schotters in Beziehung gebracht. Er deutet letzteren als fluvioglacial Bildung, welche durch ihre Ablagerung das Thal von Gandino abdämmte, sodass hier ein Stausee entstand, dem er glaciales Alter zuschrieb. Nach Varisco²⁾ hingegen ist die Bildung der Kohle unabhängig von der Geschichte des Seriothales und geschah in einem Felsbecken des Ronnathales seit der Präglacialzeit. Geht man vom Serio an der Ronna aufwärts, so trifft man in der That bis zu den Kohlen von Lefte nur Fels, der sich erheblich über deren obere Kante (420—430 m), nämlich bis 475 m Höhe erhebt. Aber die Lage des Thales gerade am tiefsten Saume des Schotterkegels von Casnigo weist darauf, dass es epigenetisch ist; die Ronna wurde zur Seite geschoben, als der Serio das Feld aufschüttete, und sie hat ihr altes

1) Del deposito lignitico di Lefte in provincia di Bergamo. Boll. Soc. geol. ital. XVII. 1898.

2) Note illustrative della carta geologica della Provincia di Bergamo. 1881. S. 35.

Bett nicht wiedergefunden. Wenn wir weiter nordwärts gehen, sehen wir auch, dass sich die felsige Unterlage unseres Feldes senkt; sie zeigt zunächst unfern des Friedhofes von Casnigo eine felsige Aufragung und sinkt dann unweit der Baumwollspinnerei bis unter die Thalsole. Wir mutmaßen hier eine alte, verschüttete Mündung der Ronna. So ergeben sich denn zwei verschiedene Profile, je nachdem wir den Schnitt weiter im Norden (Fig. 110) oder weiter im Süden legen (Fig. 111).

Nach dem ersten Profile ist kein Zweifel, dass sich die Serioschotter dammförmig vor die Kohlen lagern; aber es ist deswegen nicht unbedingt anzunehmen, dass sie deren Bildung verursacht haben. Sehr wohl ist denkbar, dass die Schotteranhäufung im Seriothale erst zu einer Versumpfung und später zu einem Ertrinken des Ronnathales führte. Aber es können diese Vorgänge auch Folge einer allgemeinen Versumpfung sein, welcher die südlichen Alpenthäler während einer Interglacialzeit verfielen, ohne dass es in den Hauptthälern zur Bildung grober Schottermassen kam. In letzterem

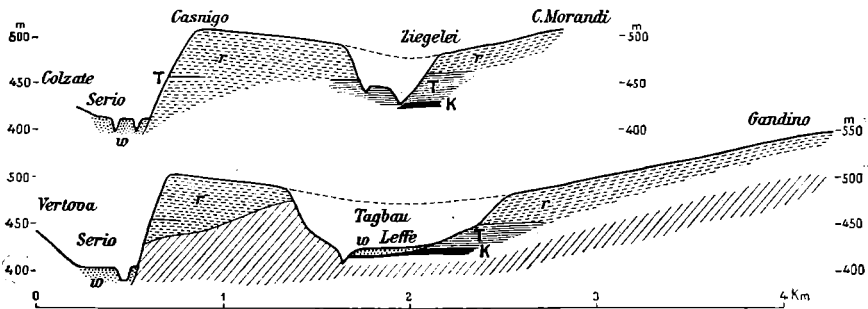


Fig. 110 (oben) und Fig. 111 (unten). Profile vom Serio im Gandinothal bei Casnigo und längs der Ronna. *r* Hochterrassenschotter, *w* Niederterrassenschotter, *T* Thon, *K* Kohle. Grundgestein schräge schraffiert.

Falle würde die Bildung der Kohlen der Ablagerung der Hochterrasse vorausgegangen sein, was Varisco und Taramelli annehmen, im ersteren gleichzeitig mit ihr erfolgt sein, was dem Gedankengange Stoppanis entspricht. Die Aufschlüsse zwischen Serio und Gandino sind nicht reichhaltig genug, um auf Grund direkter Beobachtung zwischen beiden Möglichkeiten entscheiden zu können; namentlich ist der Kontakt zwischen der Kohle sammt hangendem Thone und den Hochterrassenschottern nicht unmittelbar blossgelegt; im Tagebau, der 1892 betrieben wurde, sah man Niederterrassenschotter der Ronna mit Nagelfluhgeröllen über den beiden ersteren. Wir werden jedoch auch neben dem Chiesethale unter den Geröllmassen des Vrendagebietes Thone, z. Th. lacustrer oder paludiner Entstehung kennen lernen (S. 886), und das bestimmt uns, gleich Varisco und Taramelli, die Kohlen von Lefte umso mehr als eine selbständige Bildung, entstanden vor Ablagerung der Hochterrassenschotter des Serio, zu halten, als ihre Flora und Fauna keine Anzeichen glacialen Klimas aufweisen. Wir finden die Wallnuss, die keine strenge Winterkälte zu ertragen vermag, ferner Nilpferd und Schildkröte, deren Existenz mit eisbedeckten Flüssen unvereinbar ist.

Wie gross die Zwischenzeit zwischen der Ablagerung der Kohlen und Seethone im Val Gandino und derjenigen der Schotter im Seriothale ist, entzieht sich noch der un-

mittelbaren Bestimmung. Ich schliesse aus dem Umstande, dass die hangenden Schotter der Hochfläche von Gandino nicht selten mergelige Zwischenlagen haben, auf eine Continuität der Ablagerung von der Kohle bis zu ihnen; da sie aber ihrerseits eine typische Staubildung sind, ähnlich derjenigen, welche wir im oberen Borlezzathale kennen gelernt haben, so zweifle ich nicht an ihrer Gleichalterigkeit wenigstens mit den oberen Partien der Schotterterrasse von Casnigo. Dieselben sind gegen die unteren Partien längs des Serio in 450 m Höhe durch eine Lehmlage abgegrenzt. Solche Lehmlagen haben uns dann und wann, z. B. im Isarthale oberhalb München (S. 59), ermöglicht, zwei Schotterstufen von einander zu trennen. Die Aufschlüsse längs des Serio gestatten nicht, mit Sicherheit zu entscheiden, ob die Dinge hier ebenso liegen, und darzuthun, dass zwei verschiedene Schotter übereinander gelagert sind, von denen der untere vielleicht die Aufstauung des Val Gandino während einer Interglacialzeit, der obere dessen Verschüttung mit Lokalgeröll bedingt hätte. Wie dem auch sei, es fehlt jedenfalls an Anhaltspunkten, die Bildung der Kohlen von Val Gandino erheblich früher anzusetzen, als die Aufschüttung der Hochterrasse am Serio; wir müssen als das Wahrscheinlichste ansehen, dass sie in die Mindel-Riss-Interglacialzeit fällt.

Fauna und Flora von Leffe.

Damit erhalten wir für die reiche und eigenartige Fauna und Flora, welche die Schieferkohlen von Leffe geliefert haben, einen wahrscheinlichen Platz in der Chronologie des Eiszeitalters. Beide weichen von der Fauna und Flora der Riss-Würm-Interglacialzeit ab, die wir zuletzt bei Pianico kennen gelernt haben. Statt des für jene bezeichnenden *Elephas antiquus* treffen wir *Elephas meridionalis*, welche Art Vielen als charakteristisch pliocän gilt; aber sie vergesellschaftet sich hier nicht mit weiteren spezifisch pliocänen Arten; insbesondere fehlt in Leffe wie in allen alpinen Gebilden des Eiszeitalters das Genus *Mastodon*; wir finden jedoch das interglaciale *Rhinoceros Mercki*. Unter den Pflanzen sind mehr ausgestorbene Arten als in irgend einer zweiten interglacialen Ablagerung der Alpen.

Über Leffe existiert eine sehr reiche geologische und paläontologische Literatur, die Sordelli in seiner *Flora fossilis insubrica* (S. 187) gewissenhaft zusammengestellt hat. Er berichtet hier auch Näheres über die Funde von Säugethierresten, welche namentlich von Cornalia, Forsyth Major und Rütimeyer (Über Pliocen und Eisperiode S. 29) untersucht worden sind, und revidiert die von ihm selbst wiederholt vorgenommenen Bestimmungen der Pflanzenreste. Seither hat sich A. Portis mit den Säugethierresten beschäftigt (*Contribuzioni alla storia fisica del bacino di Roma*. Rom I 1896 S. 105. *De alcune specie di mammiferi del Pliocene superiore dell'età del deposito lignitico di Leffe*. *Boll. Soc. geol. ital.* XVII. 1898, S. 244). Wir zählen die Säugethierreste nach der Vergleichsliste in Portis erstgenanntem Werke auf:

Emys orbicularis L. sp., *Rhinoceros Mercki* Kaup u. Jaeg., *Moschos* sp., *Cervus capreolus* L., *C. elaphus* L., *C. dama* L., *C. sp.*, *Capra Hircus* L., *Bibos etruscus* Falc., *Bos* sp., *Elephas meridionalis* Nesti., *E. antiquus* Falc., *Arctomys marmota* Schreb., *Castor fiber* L., *Arvicola agrestis* L. Nach Sordelli kommt ferner, was Rütimeyer bezweifelte, bei Leffe auch *Hippopotamus amphibius* vor.

Wurden die Reste der genannten Wirbelthiere in den Schieferkohlen gefunden, so lieferte der hangende Mergel, wie Varisco, Bonardi und Parona berichten, noch unbeschriebene Fischreste und zahlreiche Konchylien, die zuerst Brocchi und dann Sandberger bestimmten (erwähnt bei Rütimeyer, Über Pliocen usw.). Nach Brocchi führt Sordelli an: *Sphaerium corneum* L., *Planorbis marginatus* Drap., *Limnaea stagnalis* L., *Paludina vivipara* Gray, *Cyclostoma elegans* Müll. Sandberger nennt: **Planorbis albus* Müll., **Limnaea lagotis* Schrank (vul-

garis Rossm.) und *Bythia tentaculata* L. Varisco erwähnt auch *Limnaea auricularia* L. Ich selbst habe nach einer Bestimmung Sandbergers die mit einem * versehenen Arten sowie *Valvata piscinalis* L. gefunden.

Aus dem hangenden Geröll führt Rütimeyer wiederum nach Sandbergers Bestimmungen an: *Helix fruticum* Müll. sowie eine *Clausilia*, die möglicherweise zu *Cl. ventricosa* Drap. gehört. Wie in den meisten Schieferkohlen kommen auch in denen von Leffe Käferflügeldecken vor, die der Gattung *Donacia* angehören. Sordelli nennt nach eigenen Bestimmungen *D. sagittariae* Fabr., *D. discolor* Gyll., sowie eine wahrscheinlich neue Art *D. lignitum* Sdll., ferner nach Pini *D. reticulata* und mit Zweifel *D. bidens*.

Die von Sordelli bestimmten Pflanzenreste von Leffe sind folgende: Farnrhizome, *Picea Balsami* Sdll., *Picea seriana* n. sp., *Phragmites communis* Trin., *Corylus avellana* L., *Juglans bergomensis* (Bals.) Massal., *Aesculus hippocastanum* L., *Vitis Newirthiana* (Mass.) Sdll., *Trapa Heerii* Fritsch, *Andromeda polifolia* L. (?), *Menyanthes trifoliata* (vergl. S. 243).

Bonardi und Parona (Ricerche micropaleontologiche sulle argille del bacino lignitico di Leffe. Atti Soc. ital. di sc. nat. XXVI. 1883.) haben die Diatomeenflora der Mergel von Leffe untersucht und unter 43 Arten 28 recente gefunden, von denen allerdings nur 2 noch nicht fossil bekannt sind, sowie 15 Arten, die noch nicht lebend nachgewiesen sind. Ausserdem wiesen unsere Autoren zahlreiche Spongiennadeln nach.

Die Schlüsse, welche aus der Fauna und Flora von Leffe auf das Alter der Ablagerung gemacht worden sind, gehen erheblich auseinander. Rütimeyer erblickt in der Säugethierfauna von Leffe einen äussersten Vorposten, bis zu welchem sich die pliocänen Säugetierfaunen Italiens, und zwar auch die des Val d'Arno, einst ausdehnten, und wenn auch nach seinen eigenen Untersuchungen die Beziehungen zur Pliocänfauna von Val d'Arno geringer geworden sind, so hält auch A. Portis am pliocänen Alter von Leffe fest. Allerdings muss hervorgehoben werden, dass Portis die Grenze zwischen Pliocän und Quartär höher hinaufschiebt, als sonst in Italien üblich (Parona, Trattato di geologia 1904, S. 640). Sacco stellt Leffe auf Grund der Säugethierfauna zum Villafranchiano; aber er übersieht die sehr grossen Verschiedenheiten der Konchylienfauna und der Flora. Auf Grund der letzteren hat Sordelli unsere Ablagerung immer zum Quartär gestellt, und wenn er schon 1872 andeutete, dass sie ein interglaciales Klima anzeige (Sulle tartarughe fossili di Leffe. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XV. 1872, S. 152), so erachtet er sie doch für älter, als die übrigen interglacialen Vorkommnisse des insubrischen und sebinischen Gebietes. Nachdem sich auch Varisco für ein pleistocänes Alter der Kohlen von Leffe ausgesprochen hat, ist Taramelli mit Entschiedenheit dafür eingetreten. Er weist darauf hin, dass die Kohlen unter dem Niveau liegen, das die ins Pliocänmeer mündenden Thäler der Bergamasker Alpen hatten.

Jedenfalls weicht die Ablagerung von Leffe durch ihre Molluskenfauna und Flora gänzlich von den in Oberitalien vertretenen Pliocänstufen des Piacenziano, Astiano und Villafranchiano ab und kann mit denselben nicht parallelisiert werden. Sie ist entschieden jünger als das padanische Pliocän, und wenn sie zu jüngeren Stufen des Pliocäns gestellt wird, so kann sie nur mit solchen verglichen werden, über deren Zugehörigkeit zum Pliocän Meinungsverschiedenheiten existieren.

Mella-Gletscher.

Das Thal der bei Brescia aus den Alpen heraustretenden Mella, Val Trompia, bietet bis nahe an seinen Ursprung, nämlich bis oberhalb Collio (840 m) keine Gletscherspuren. Bis oberhalb Gardone erstreckt sich die Schotterfläche aufwärts, auf welcher Brescia liegt, ohne jedoch den Charakter einer Niederterrasse anzunehmen; weiter bergwärts wäscht die Mella über Fels hinweg, in dem sie häufig Riesenkessel ein drehselt; aber auch hier keine Spur einer Niederterrasse, vielmehr zwischen Tavernole und Lavone auf der rechten Thalseite das zu Breccie verkittete Material eines alten ziemlich steilen Schuttkegels. Die Thalformen zeigen nichts von glacialer Rundung, von Trogform oder Übertiefung, sondern lediglich die Anzeichen einer periodisch aussetzenden Eintiefung in Gestalt zahlreicher prächtiger Felsterrassen. Auf

solchen finden sich gelegentlich Gerölle, so nach freundlicher Mitteilung des Curaten Bonomini von Concesio, der mich im Verein mit Professor Cacciamali in Brescia ins Mellathal begleitete, auf der Terrasse von Zignone (510 m) unterhalb Sarezzo (274 m). Erst nachdem man die Engschlucht zwischen Bovegno und Collio passiert hat und bis S. Colombano (925 m) gelangt ist, erreicht man eine Thalweitung, welche die Formen eines Zungenbeckens trägt; an ihrem unteren Ende liegt der erste grössere Schuttkegel im Thale, der den Eindruck macht, vor einem Gletscher des Corno Blacca (2006 m) abgelagert worden zu sein. Ebenso sind die bei Collio auftretenden Blockmassen möglicherweise der Übergangskegel eines vom M. Colombine (2215 m) ins Bavornathal herabgestiegenen Gletschers; Moränen fand ich jedoch hier ebensowenig wie bei S. Colombano. Nach alledem hat sich die eiszeitliche Vergletscherung auf die obersten Verzweigungen des Mellathales beschränkt und keinesfalls unter 900 m Höhe herabgereicht.

Unser Kärtchen S. 786 giebt die Ausdehnung des Mellathalgletschers zu gross an; er musste eingezeichnet werden, bevor ich Gelegenheit hatte, im Herbst 1906 das Mellathal zu besuchen.

Die eiszeitliche Schneegrenze in den Bergamasker und Brescianer Alpen.

In nachfolgender Tabelle stellen wir die Längen des Ogiogletschers und seiner Nachbarn zusammen. Sie zeigt uns, dass die Gletscher der Bergamasker und Brescianer Alpen an Grössenentwicklung weit hinter dem zwischen ihnen gelegenen Ogiogletscher zurückstehen, obwohl das Einzugsgebiet namentlich der ersteren beträchtliche Erhebungen aufweist. Wir müssen darnach auf eine beträchtliche Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze schliessen. Diese kann im Brembo- und Seriothale nicht tiefer als in 1700—1800 m Meereshöhe gelegen gewesen sein. Damit steht im Einklange, dass das obere Borlezathal, wiewohl der Pizzo della Presolana (2511 m) zu seiner Umrahmung gehört und diese im Norden weithin 1700 m überschreitet, keinen eigenen Gletscher gehabt hat, dass ferner der M. Alto (1780 m) und selbst der M. Pora (1879 m) auf der rechten Seite von Val Camonica durchaus Rundlingformen besitzen und keinen Ansatz zur Karbildung aufweisen. Kaum tiefer kann die Schneegrenze im Mellagebiete gelegen gewesen sein, wo die eiszeitlichen Gletscher nicht unter 900 m Höhe herabgestiegen sind.

| | Gletscherlänge | Thallänge | Thalhöhe am Gletscherende | Höchster Punkt im Thalgebiete |
|--------|--------------------------------|----------------------|------------------------------|----------------------------------|
| Brembo | 29 km bis Camerate | 51 km bis Almenno | 440 m | P. del Diavolo 2915 m |
| Serio | 32 km bis Ponte della Selva | 54 km bis Alzano | 476 m | P. di Coca 3052 m |
| Oglio | 114 km bis Rovato | 109 km von Sarnico | 200 m | M. Adamello 3554 m |
| Mella | 4 km bis S. Colombano | 38 km bis Collebeato | 925 m | M. Colombine 2215 m |

Der von uns für die Würm-Eiszeit gefundene Wert der eiszeitlichen Schneegrenze ist ganz erheblich höher als derjenige, zu welchem H. Hess (1200—1400 m) gelangte, indem er auf dem von ihm rekonstruierten Ogiogletscher ein ähnliches Verhältnis zwischen Nähr- und Abschmelzgebiet annahm, wie es die heutigen Gletscher zeigen. — Es könnte scheinen, als ob wir es hier mit einer geringeren Depression der Schneegrenze zu thun hätten, als sonst; ist doch bekannt, dass die Bergamasker Alpen Gletscher tragen, die sich nicht bloss an den P. Redorta (3037 m) und den Pizzo di Diavolo (2927 m), sondern selbst an den M. Gleno (2883 m) lehnen. Aber alle heutigen Gletscher der Bergamasker Alpen finden sich nur in Nord- bis West-Exposition, keiner steigt nach Süden herab. Für die Südseite können wir die jetzige Schneegrenze daher

kaum tiefer als 2900—3000 m ansetzen; in Bezug auf sie weist die eiszeitliche Schneegrenze der nach Süden abgeflossenen Eismassen die normale Depression von 1200 m auf.

Gefällsverhältnisse der Thäler. Kein Rücksinken der Alpen.

Die im Vergleiche zum Ogliogletscher geringe Ausdehnung der Gletscher in den Bergamasker und in den Brescianer Alpen ermöglicht uns einen Vergleich zwischen einer Reihe von Alpenthälern, welche ein gutes Stück unvergletschert geblieben sind, und einem zwischen ihnen befindlichen Thale, das seiner ganzen Länge nach mit Eis erfüllt gewesen ist. Dabei ergeben sich mehrere recht bezeichnende Unterschiede. Der Anstieg der Thalsohlen von der Poebene an ist in den unvergletschert gebliebenen Thalstücken ein recht einheitlicher, und in den ersten 20 km treffen wir ziemlich übereinstimmende Höhen. Dieselben lassen die vom Iseosee bedeckte Bodenhöhe des Ogliothales weit unter sich; dagegen ergibt sich eine leidliche Übereinstimmung zwischen unseren Thalhöhen mit dem präglacialen Thalboden am Oglio, der naturgemäss, entsprechend der grösseren Länge des Thales, einen sanfteren Anstieg hat. Dies erhellt aus folgender Zusammenstellung der Thalhöhen in gleichen Entfernungen vom Gebirgsfusse:

| | Brembo | Serio | Borlezza-Cavallina | Oglio | Mella |
|------------------|---------|--------|--------------------|---------|-----------------------|
| Thal Ausgang bei | Almenno | Alzano | Trescorre | Sarnico | präglacial Collebeato |
| 0 km | 256 m | 275 m | 250 m | 185 m | 180 m |
| 10 " | 310 " | 350 " | 335 " | 15 " | 325 " |
| 20 " | 410 " | 444 " | 340 " | 45 " | 350 m 440 " |
| 30 " | 550 " | 507 " | 500 " | 195 " | 450 " 550 " |
| 40 " | 1050 " | 650 " | 1116 " | 230 " | ca 550 " |
| 50 " | | | | 290 " | ca 650 " |

Höhenzahlen im Gletschergebiete cursiv.

Es liegt 10—20 km vom Thalausegang der heutigen Boden des Ogliothales um 350—450 m tiefer als die Böden der Nachbarschaft, während sein präglacialer Thalboden 20—30 km vom Gebirgsfusse nur rund 100 m tiefer gelegen ist. Diese Thatsache lehrt in überzeugender Weise, dass die Umwandlung des Ogliothales in ein Seethal nicht Folge eines allgemeinen Rücksinkens der Alpen sein kann, da ein solcher Vorgang doch notwendiger Weise sich auch in den Nachbarthälern hätte geltend machen müssen. Man kann aber auch nicht von einer Seebildung durch Abriegelung sprechen, da sich kein felsiger Riegel vor den Ausgang des Ogliothales legt; noch kann man endlich an eine lokale Senkung im Thalgebiete denken, da der präglacialer Thalboden ungestört ansteigt.

Wir legen auf die geschilderten Verhältnisse grosses Gewicht, da Baltzer Dislokationen als einen Hauptfaktor bei der Bildung des Sees erachtet (Geologie der Umgebung des Iseosees. S. 21), wobei ihm allerdings der Seemangel der Nachbarschaft wahrscheinlich macht, dass es sich nur um eine lokal begrenzte Senkung handeln kann. Auf jugendliche Dislokationen, die bei der Seebildung beteiligt waren, schliesst er aus den Gefällsverhältnissen der Ufermoränen zwischen Sale und Sulzano und aus Moränenterrassen auf Isola, die er gleichfalls für rückläufig hält. Dass die ersteren normales Gefälle haben, haben wir oben schon gezeigt. Davon, dass auf Isola rückläufige Moränenterrassen vorkommen, habe ich mich nicht überzeugen können. Der ganze Westabfall der Insel lässt allerdings Spuren einer natürlichen Terrassierung erkennen; aber daneben findet sich eine künstliche, die es mir ganz unmöglich machte, die Moränenterrassen nur einige hundert Meter weit zu verfolgen. Aber wenn auch der von Baltzer bemerkte Anstieg der Moränenterrassen von 1—3% gegen Süden hin stattfinden sollte, so warnen uns doch die zahlreichen Unregelmässigkeiten in den Höhen von Ufer- und Endmoränen davor, auf derartige, auf kurze, nur

1—2 km messende Strecken beschränkte Erscheinungen tektonische Schlussfolgerungen aufzubauen. Dass kein Rücksinken, auf das Baltzer geneigt ist, die Bildung des Iseosees wenigstens teilweise zurückzuführen, stattgefunden hat, lehren die Gefällsverhältnisse der oberen Gletschergrenze, die sich gerade im Bereiche des Sees sehr steil senkt, und die des präglacialen Thalbodens, welche letzteren Baltzer nicht näher verfolgt hat. Angesichts seines regelmässigen Anstieges gebirgs-einwärts müsste man, um die Seebildung durch tektonische Ursachen zu erklären, zur Annahme greifen, dass die übertieften Strecken des Oglithales mitsamt dem Iseosee grabenförmig innerhalb des präglacialen Thalbodens eingebrochen seien. Eine derartige Annahme ist von Rothpletz für das Linththal gemacht worden (Geotektonische Probleme. Stuttgart, 1894, Abschnitt 1). Baltzer ist ihr mit Entschiedenheit entgegengetreten (Ist das Linththal eine Grabenversenkung? Mitt. naturf. Gesellsch. Bern, 1894. S. 267) und hat uns auch bei seiner geologischen Aufnahme des Iseo-Seegebietes keine einschlägigen Daten kennen gelehrt.

Morphologischer Charakter der Thäler. Abbiegen der Alpen zur Poebene.

Aber nicht bloss die Gefällsverhältnisse der Thäler in den Bergamasker und Brescianer Alpen sind andere als die des Oglithales, sondern auch ihre Physiognomie ist, soweit sie nicht vergletschert waren, eine durchaus verschiedene. Keine Spur von Übertiefung im unteren Brembo-, Serio- oder Mellathale; gleichsohlig münden die Seitenthäler, gerundet sind die Bergformen bis hoch hinauf; steilwandige Unterschneidungen, wie sie am Iseosee häufig sind, fehlen. Wir haben es durchweg, solange wir uns ausserhalb der Gletschergebiete befinden, mit Thalformen zu thun, welche ihren Ursprung ausschliesslich fluviatilen und subaerischen Wirkungen danken. Während aber im Innern des Gebirges in den Thälern Erosionswirkungen überwiegen und die Flüsse an der Thalbildung weiter arbeiten, sind diese am Gebirgssaume im wesentlichen aufschüttend thätig. Wenig oberhalb Gardone treffen wir im Mellathale ziemlich jugendliche Thalformen, unterhalb hingegen hier wie am Ausgange der andern Thäler eine breite Schotterfläche. Die Akkumulation wird um so bedeutender, je mehr wir uns der Poebene nähern. Trichterförmig erweitern sich die Thäler und in die Trichter bauen sich die Spitzen grossartiger Schuttkegel hinein, die sich vor jedem Thal breit machen und miteinander zusammenwachsen, anfänglich noch unterbrochen von Vorbergen der Alpen als isolierten Aufragungen, dann verschmelzend zur ununterbrochenen Poebene. Erreichen im Innern des Gebirges die Seitenthäler die Hauptthäler gleichsohlig, so vollzieht sich in der Übergangszone zwischen Gebirge und Ebene hierin ein Wechsel. Die Sohlen der kleinen Runsen und Schluchten der aus der Verschüttung aufragenden Inselberge laufen nicht allenthalben asymptotisch in das ebene Land, sondern setzen sich mit sichtlichem Gefällsknick von ihm ab: die Umschüttung der Berge geschah rascher als deren Zerthalung. Zwei Prozesse wirken hier zusammen: die Aufschüttung der Poebene durch die Alpenflüsse und zugleich das Untersinken der zerhaltenen Alpen unter die Ebene in Gestalt einer grossen Einbiegung.

Der sich einbiegende Gebirgssaum hat eine reiche Geschichte durchlaufen. Der Einbiegung ist eine Aufbiegung vorausgegangen, durch welche die marinen Pliocän-schichten des Alpenrandes bis zu durchschnittlich 300 m Höhe gehoben worden sind. Gerade an den Mündungen des Brembo- und Seriothales treffen wir in Almenno selbst und bei Nese unfern Alzano marine Pliocänbildungen¹⁾; diese greifen also durch die Vorbergzone durch und weisen ebenso wie im insubrischen Gebiete auf ein präplio-

1) Taramelli. Dei giacimenti pliocenici nei dintorni di Almenno. Rend. Ist. lomb. di Sc. (2) XXVIII. 1895.

cänes Alter der grossen Thalfurchen und letztere müssen, nachdem sie eingeschnitten waren, unter den pliocänen Meeresspiegel untergetaucht sein. Der postpliocänen Hebung ging also eine präpliocäne Senkung voraus, und jene ist durch eine quartäre Senkung abgelöst worden. Die inneren Theile des Gebirges scheinen diese Schaukelbewegung nicht mitgemacht, sondern eine ununterbrochene Aufwölbung erfahren zu haben; wenigstens steigen alle Thalterrassen, so weit sich überblicken lässt, ziemlich steil alpenwärts an. Es macht den Eindruck, als ob die Spannweite der postpliocänen Alpenaufwölbung gewechselt, die Grenze zwischen alpiner Aufbiegung und padanischer Einbiegung hin und her geschwankt habe.

Am Gebirgssaume ist die pliocäne Strandlinie nunmehr ganz verwischt, zerschnitten durch postpliocäne Erosion, mehrfach auch überdeckt durch Anschwemmungen des Eiszeitalters, welche zwischen den Inselbergen am Alpensaume der Gegend von Bergamo und Trescorre Balneario fast 300 m Meereshöhe erreichen.

Die Gliederung dieser Anschwemmungen ist noch vorzunehmen; unser Kärtchen S. 786 bietet eine solche noch nicht. Wir schreiben dort den höchsten Ausläufern der Anschwemmungen ein höheres Alter zu, da nördlich Bergamo die Ziegellehne von Petrosino unfern der Morla eine Flora enthalten, die Sordelli geneigt ist für älter als die letzte Vergletscherung zu halten. Er führt in seiner Flora fossilis insubrica, S. 205, folgende Arten an: *Phragmites communis* Trin. *Carpinus betulus* L., *Juglans zersiana* Sdll., *Trapa Heeri* Fritsch, *Ceratophyllum demersum* L., sowie einen Coleopteren, *Dytiscus Zersii* Sdll.

V. Der Etschgletscher.

Ausbreitung und Verästelungen.

Einleitung. Geschichte der Erforschung. Literatur. Vintschgauer Gletscher. Oberer Eisackgletscher. Pusterthalgletscher gegen Toblacher Feld. Geschwindigkeit des Pusterthalgletschers bei Bruneck. Gaderthal. Brixener Becken und Grödener Thal. Eisansammlung von Bozen. Nocegletscher im Sulzthal. Avisiogletscher. Eisansammlung bei Trient. Eiszeitliche Schneegrenze zwischen Bozen und Trient. Diffluenz des Etschgletschers. Überfliessen ins Sarcagebiet. Sarcagletscher. Gardagletscher. Überfliessen zur Brenta. Plateau von Lafraun und Asticothal. Assathal und Sette Comuni. Abzweigungen in der Nähe des Pasubio. Etschthalgletscher und Loppiothal. Lokale Gletscher zwischen den Ästen des Etschgletschers, Schneegrenze am Alpensaume. Chiesegletscher.

Einleitung.

Dort, wo die Alpen im Meridiane von Verona ihre grösste, 250 km betragende Breite erlangen, verläuft auch das grösste Querthal ihrer Südseite, das der Etsch. Seine beiden Stammthäler, das von der oberen Etsch durchflossene Vintschgau und das sich mannigfaltig verästelnde Eisackthal, entwässern nicht weniger als 150 km des zentralalpinen Hauptkammes zwischen dem Piz Umbrail angesichts des Ortler und der Dreierherrenspitz in der Venedigergruppe. Beide Stammthäler vereinigen sich bei Bozen. Von hier zieht sich, vorgezeichnet durch den Gebirgsbau in südsüdwestlicher Richtung eine breite Eintiefung bis zum Südfusse des Gebirges, beiderseits noch von mächtigen Erhebungen flankiert. Das ist die Etschbucht. Im Westen gehören Ortler und Adamello mit ihren Schneehäuptern zu ihrer Umrahmung, im Osten die Gruppe der südtiroler Dolomiten. Die ersteren senden ihr oberhalb Trient den Noce zu, dessen Thal anfänglich Sulzberg (Val di Sole), später Nonsberg (Val di Non) heisst; von den Dolomiten kommt der Avisio, welcher nacheinander das Fassa-, Fleims- und Zimmerthal durchfliesst. Unterhalb Trient tritt die Etsch aus der Tiefenlinie der Etsch-

bucht heraus und erreicht in einem enger und enger werdenden Thale den Fuss der Alpen; jene Linie aber setzt sich über den niedrigen Sattel von Terlago zum Gardasee hin fort, dem seinerseits die Sarca zufliesst. Diese orographische Gliederung hat die Entwicklung des grössten Gletschers auf der Südseite der Ostalpen begünstigt. Von den Zentralalpen speisten ihn die Südhänge der Oetzthaler und der Zillerthaler Alpen; Ortler und Adamello sowie ein Teil der südtiroler Dolomiten sandten ihm ihre Zuflüsse. Seine mächtigen Eismassen erfüllten die Etschbucht bis zu ansehnlicher Höhe und erreichten nach Abgabe verschiedener Äste grösstenteils im Gardasee den Fuss der Alpen, wo sie das grösste der südalpinen Moränenamphitheater aufbauten. Unser Kärtchen S. 853 stellt in grossen Zügen die Gesamtausdehnung unseres Gletschers dar und versucht durch Zeichnung von annähernden Isohypsen der Eisoberfläche ein Bild von dessen Höhenentwicklung anzugeben.

Geschichte der Erforschung.

Die Spuren dieses alten Etschgletschers haben frühzeitig schon die Aufmerksamkeit erweckt, und ziemlich reich ist die einschlägige Literatur. Wir stellen sie S. 849 zusammen und verweisen auf die Liste in folgendem durch Nennung der Autoren und der Jahreszahl ihrer Veröffentlichung. Die über ganz Südtirol ausgestreuten erratischen Blöcke wurden bereits von den Forschern bemerkt, welche die geognostische Karte von Tirol für den montanistischen Verein aufgenommen haben. Trinker würdigte sie 1851 und sprach sich angesichts ihrer für die Gletschertheorie aus; 1857 bemerkte Simony Moränen in den innersten Gebirgstälern. 1857 hat ferner Wolf eine Andeutung von der glacialen Entstehung des Gardaseediluviums gemacht. Die erste eingehendere Beschreibung eines grösseren, nämlich des in der Lombardei gelegenen Teiles des grossen Moränenamphitheaters vom Gardasee hat dann 1860 Paglia gegeben und darüber auch später noch mehrere wichtige Abhandlungen veröffentlicht. Bald darnach gedachte G. de Mortillet des Etschgletschers in seiner Gesamtheit; seine Ausführungen liegen denen von E. v. Mojsisovics 1863 zu Grunde und wurden von diesem in einigen Punkten berichtigt. Nunmehr erst setzt im Etschthale ein intensiveres Studium der alten Gletscherbildungen ein. P. Vincenz Gredler beschrieb 1868 die Moränen des Eggenthales. Wenn er auch von einem selbständigen Eggenthalgletscher sprach und nicht gewahr wurde, dass es sich um die Spuren eines riesigen Eisackgletschers handelt, so ist er doch der erste, welcher der Stufenmündungen der Seitenthäler gedenkt. G. Götsch gab bald darauf (1870) eine Beschreibung namentlich der oberen Zuflüsse des Etschgletschers. Er erkennt, dass dieser Zuflüsse aus dem Engadin erhalten hat; er unterscheidet von den „alten“ Moränen der Eiszeit und den „jungen“ der heutigen Gletscher „mittelalte“, die unsern Rückzugsstadien entsprechen. Wohlvertraut mit den Existenzbedingungen heutiger Gletscher, bestimmt er die zu diesen „mittelalten“ Moränen gehörigen Schneegrenzen und erweist praktisch zum ersten Male die Existenz des Daunstadiums. Endlich erörtert er, dass unter Umständen die Gletscher der Seitenthäler an deren Mündung eher das Hauptthal erreichen können, als der Gletscher des letzteren, kurz, Götschs Arbeit eilt in vielen Stücken ihrer Zeit weit voran. Doch bedurfte es zunächst noch weiterer Beweise für die Existenz einer grossen Thalvergletscherung. Solche wurden vornehmlich aus der Gegend von Meran 1872 von Gümbel, 1874 und 1875 von C. W. C. Fuchs beigebracht.

Schätzenswerte Angaben über die Vergletscherung des Etschgebietes lieferte dann die damals intensiver einsetzende geologische Untersuchung Tirols. Mannigfache Einzelbeobachtungen über Gletscherschliffe und Thalverbauung im Vintschgau rühren 1877 von Stache und John her. Eine wahre Fülle wichtiger Daten teilte 1878 Lepsius über das westliche Südtirol mit; sie lassen erkennen, dass Lepsius eine genaue Vorstellung über die Grösse der dortigen Vergletscherung hatte und den Verlauf der einzelnen Eisströme richtig überblickte; weniger zutreffend sind seine Beschreibungen einzelner Ablagerungen. Über den Eisackgletscher hat E. v. Mojsisovics 1879 berichtet. Er hat ferner auf seiner grossen geologischen Karte des östlichen Südtirol zuerst den Versuch einer geologischen Kartierung der ostalpinen Glacialgebilde unternommen. Leider ist sein Vorgehen für die späteren Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt in Südtirol zunächst nicht vorbildlich gewesen. Minimal ist das, was Bittner über die Glacialbildungen der von ihm in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht musterhaft erforschten Gebiete mitgeteilt hat, dürftig das was seither Vacek darüber in seinen Arbeiten und Karten niedergelegt hat. Erst in allerletzter Zeit tragen jüngere Geologen der Wiener Reichsanstalt den Glacialbildungen mehr Rechnung, und manche einschlägige Angabe ist Hammer zu danken. Infolge dieser Vernachlässigung der Quartärbildungen bei der staatlichen geologischen Aufnahme sind wir in erster Linie auf die Beobachtungen einzelner über den alten Etschgletscher in Tirol angewiesen. Im italienischen Südtirol knüpfte sich die Diskussion durch geraume Zeit vornehmlich an eine Gruppe von Ablagerungen, die G. de Mortillet 1860 als Sekundärmoränen beschrieben hatte, und die wir heute als Bergsturstrümmer deuten müssen; daneben standen namentlich infolge des Eingreifens von Stoppani Riesenkegel im Vordergrund der Erörterung. Ein namhafter Fortschritt wurde erst durch Damian erzielt, welcher die Seen Südtirols zum Vorwurfe seiner Studien machend, die Bergsturzatur der Sekundärmoränen de Mortillets erkannte und zahlreiche Einzelheiten über die alte Gletscherverbreitung feststellte. Weitere Angaben sind Blaas zu danken. Er fand 1892 die ersten Anzeichen interglacialer Ablagerungen; sein geologischer Führer sammelt in erschöpfender Weise die Literatur über den tiroler Anteil des alten Etschgletschers wie über ganz Tirol.

Dass auch im Bereiche des zum alten Etschgletscher gehörigen Moränenamphitheaters die Spuren verschiedener Vergletscherungen unterschieden werden könnten, zeigte bereits 1887 Negri im Bereiche des Astico. Dass gleiches auch im Moränenamphitheater des Gardasees möglich ist, setzten wir im *Système glaciaire* auseinander, wo wir den Nachweis der Moränen von drei verschiedenen Vergletscherungen erbrachten. Unsere Darlegungen haben die von Sacco nicht beeinflusst, welcher 1895 in der Folge seiner Veröffentlichungen über südalpine Moränenamphitheater auch das des Gardasees behandelt und eine einschlägige Bibliographie geliefert hat. Seither hat A. Cozzaglio unsere Beobachtungen auf dem westlichen Brescianer Seegelande bestätigt und erweitert; ferner hat E. Nicolis, der Erforscher der Geologie der Provinz Verona, neue Belegstellen für eine Wiederholung der Vergletscherung auf der Veroneser Seite aufgefunden. Endlich ist das Gebiet seitens der geologischen Untersuchung Italiens einer Spezialkartierung unterworfen worden, über welche aber nur kurze Notizen veröffentlicht worden sind.

Die Entstehung des Gardasees ist frühzeitig schon mit der Ausbreitung des alten Etschgletschers in Beziehung gebracht worden, in allgemeiner Weise durch G. de Mor-

tillet, welcher ihn bei seinen Ausführungen über die glaciale Wiederaushöhlung verschüttet gewesener tektonischer Hohlformen mit inbegriff, auf Grund speziellerer Beobachtungen 1864 durch Paglia. Stoppani hat auch unsern See für einen Fjord gehalten, in welchem sich alpine Eismassen ins Pliocänmeer ergossen. Auf die innigen Beziehungen zwischen Gebirgsbau und Auftreten des Sees hat Taramelli 1894 hingewiesen, während 1902 Cozzaglio mit Entschiedenheit für die Entstehung der Seewanne durch glaciale Erosion eingetreten ist. Die Auslotung des italienischen Anteils am Gardasee führte die Kgl. italienische Marine unter der Leitung des Capitän Casanello, die des österreichischen Eduard Richter aus.

Meine eigenen Untersuchungen im Etschgebiete gehen auf das Jahr 1884 zurück, als ich im Verein mit Ed. Brückner orientierende Wanderungen zwischen den Oetzthaler Alpen, Brenner und der Gegend von Bozen machte, die ich 1886 durch solche am Nordende des Gardasees und in der Brennergegend, 1888 durch solche im Vintschgau ergänzte. Eine systematische Untersuchung des Amphitheaters am Gardasee führte ich 1890 aus; 1892, 1894, 1902, 1903, 1904 und 1905 kehrte ich dahin behufs Vornahme von Revisionstouren zurück. 1891, 1896 und 1906 untersuchte ich das Etschthal zwischen Bozen und Ala. 1901 begannen meine in den nächsten Jahren fortgesetzten Studien auf der Ostseite des Bozener Porphyryplateaus und lernte ich das Schnalser Thal kennen; 1902 untersuchte ich die östlichen Abzweigungen des Etschgletschers in das Bereich der Brenta und des Astico, 1903 Nonsberg, Sulzberg und Adamellogebiet, 1906 Ortlergebiet und Judicaria. Nachdem ich bereits 1889 die Glacialablagerungen im Pusterthale kennen gelernt hatte, kehrte ich 1903, 1904 und 1906 behufs Vornahme von Ergänzungstouren dahin zurück; die Ablagerungen im Eisackthale bei Brixen hatte ich bereits 1890 untersucht, 1903 kehrte ich abermals dahin zurück. Mit Ausnahme des Ultenthal, Parseitherthales und der Seitenthäler des Pusterthales habe ich alle grösseren Thäler des Etschgebietes im Laufe der Jahre durchwandert.

Literatur.

- Albricci, A. L'anfiteatro morenico del lago di Garda. *Rivista militare italiana* 1897.
 Battisti, Cesare. Il Trentino. Trient 1898. S. 145.
 „ „ e Trener, G. Battista. Variazioni del systema idrografico della valle di Pinè. Le piramide glaciali de Segonzano. Tridentum 1900 fasc. V.
 Blaas, J. Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaciale Ablagerungen bei Meran und Bozen. Diluviale Breccien bei Trient und Arco. *Verh. k. k. geol. Reichsanst.* 1892. S. 219. Glaciale Ablagerungen bei Bruneck, Bergsturz von St. Jacob im Ahrthale. *Ebenda* S. 250.
 Blaas, J. Vom Eggenthale. *Verh. k. k. geol. Reichsanst.* 1896. S. 227.
 „ Über die geologische Position einiger Trinkwasserquellen in den Alpen. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 1896. S. 59, 194, 217. 1898. S. 135.
 Blaas, J. Geologischer Führer durch die tiroler und vorarlberger Alpen. Innsbruck. 1902.
 Brückner, Ed. Die Eiszeiten in den Alpen. *Geogr. Zeitschr.* X. 1904. S. 569.
 Cacciamali, G. B. Geologia della collina di Castenedolo e connessavi questione dell'uomo pliocenico. Relazione all' Ateneo di Brescia. Brescia 1896.
 Cacciamali, G. B. Giudizi sul mio studio di Castenedolo. *Commentarii dell' Ateneo di Brescia* 1898.
 Casanello, G. Carta idrografica del Benaco compilata dall'ufficio idrografico della Regia marina. 1:50000.
 Corti, B. Foraminiferi e diatomee fossili del pliocene di Castenedolo. *Rend. R. Ist. Lomb.* (2) XXV. 1892.
 Corti, B. Di alcuni depositi quaternari di Lombardia. *Atti Soc. ital. di Sc. nat.* XXXV. 1895. S. 41.
 Corti, B. Sul deposito villafranchiano di Castenedolo. *Ebenda* XXXVI. 1896. S. 87, 88.
 Cozzaglio, Arturo. Osservazioni geologiche sulla riviera bresciana del lago di Garda. *Boll. Soc. geol. ital.* X. 1891. S. 247.
 Cozzaglio, Arturo. Valore e modalità degli spostamenti della regione veneta in confronto della Lombardia. *Commentarii dell' Ateneo di Brescia* 1899 (I).
 Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter.

- Cozzaglio, Arturo. Paesaggi prealpini e le moderne idee della geologia continentale. Boll. club alp. ital. XXXII. 1899 (II).
- Cozzaglio, Arturo. Studi di geologia continentale sui laghi di Garda e di Iseo. Commentari dell' Ateneo di Brescia per 1900 (1902).
- Damian, J. Spuren früherer Vereisung auf der Maranza und Marzola. Mitt. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins. 1888. S. 149.
- Damian, J. Gletscherspuren im Tierserthale. Zeitschr. d. Ferdinandeum Innsbruck. (3) XXXIV. 1890.
- Damian, J. Die Bergstürze von St. Anna und Castelier in Südtirol. Zeitschr. f. wissenschaftl. Geographie VIII. 1891. S. 171.
- Damian, J. Der Molvenosee in Südtirol. Peterm. Mitt. 1890. S. 262.
- „ Caldonazzo- und Levicosee. Ebenda. 1892. S. 103.
- „ Seenstudien. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien XXXV. 1892. S. 471.
- „ Einzelne, wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken um Sterzing. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien 1894. S. 1.
- Damian, J. Seestudien. Abhdgn. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. I. 1899.
- Egger, J. G. Fossile Foraminiferen vom Monte Bartolomeo am Gardasee. Jahresh. d. naturh. Vereins Passau XVI. 1895.
- Fischer, Th. Das Moränen-Amphitheater des Gardasees. Peterm. Mitt. 1898. S. 1.
- Frech, Fritz. Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Zeitsch. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins 1903. S. 1.
- Frech, Fritz. Über den Gebirgsbau der Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wissensch. Erg.-Hefte z. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins II. 1. 1905.
- Fuchs, C. W. C. Studien aus der Umgebung von Meran. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins V. 1874. S. 162.
- Fuchs, C. W. C. Die Umgebung von Meran. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1875. S. 872.
- „ Geologische Karte der Umgebung von Meran. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins VI. 1875. S. 66.
- Götsch, G. Der alte Etschgletscher. Zeitschr. d. D. Alpen-Vereins I. 1869/70. S. 589.
- Gredler, V. Die Urgletschermoränen aus dem Eggenhale. XVIII. Progr. k. k. Gymnasium Bozen. 1867/68.
- Gredler, V. Über den Seiseralpengletscher der Vorzeit und seine Trümmer bei Seis. Corresp.-Blatt d. zool. min. Vereins Regensburg. XXVII. 1873. S. 6.
- Greim, G. Über einen postglacialen Gletscherstand im Schnalserthale. Mitt. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins. 1895. No. 19.
- Gümbel, W. Gletschererscheinungen aus der Eiszeit (Gletscherschliffe und Erdpfeiler im Etsch- und Innthale). Sitzber. math. phys. Cl. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. München, 1872. S. 223.
- Gümbel, W. Naturwissenschaftliches aus der Umgebung von Gardone Riviera am Gardasee. In Heinzelmann, Gardone Riviera. München 1895.
- Günther, Sigmund. Glaciale Denudationsgebilde im mittleren Eisackthale. Sitzber. d. math. phys. Cl. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. München. XXXII. 1902. S. 459.
- Hammer, W. Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst. 1905. S. 1.
- Hammer, W. Eine interglaciale Breccie im Trafoier Thale. Verhdgn. k. k. geol. Reichsanst. 1905. S. 1.
- Hammer, W. Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. LVI. 1906. S. 497.
- Koken, E. Bewegung grosser Schichtmassen durch glacialen Druck. Centralblatt f. Min. u. Geolog. 1900. S. 115.
- Laeger, de. Essai sur le Tyrol méridional. Études de géographie physique. I. Paris 1905.
- Lepsius, Richard. Das westliche Süd-Tirol, geologisch dargestellt. Berlin 1878. S. 139—147.
- Löwl, Ferd. Über den Terrassenbau der Alpenthäler. Peterm. Mitt. 1882. S. 141.
- Mojsisovics, E. v. Die alten Gletscher der Südalpen. Mitt. d. Ö. Alpen-Vereins I. 1863. S. 155.
- „ Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879. S. 136.

- Mortillet, G. de. Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes. Atti Soc. ital. Sc. nat. III. 1861. S. 44.
- Müllner, Joh. Eiszeitliche Untersuchungen auf dem Toblacherfelde und im Sextenthale. Mitt. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins 1897 Nr. 21.
- Müllner, Joh. Die Seen am Reschen-Scheideck. Geogr. Abh. VII, 1. Wien 1900.
- Negri, Arturo. L'anfiteatro dell' Astico e l'epoca glaciale nei sette comuni. Atti R. Ist. Veneto di Scienze etc. (6) V. 1887. S. 589.
- Negri, Arturo. Carta geologica della provincia di Vicenza. 1901 (Club alp. ital. Sezione di Vicenza).
- Nicolis, Enrico. Note illustrative alla carta geologica della provincia di Verona. Verona 1882.
- Nicolis, Enrico. Idrografia sotterranea nell' alta pianura Veronese. Verona 1884.
- „ „ Il bacino aquigene di Pastrengo Veronese. Atti R. Ist. Veneto di scienze, lettere ed arti (7) III. 1892.
- Nicolis, Enrico. Depositi quaternari nel Veronese. Ebenda (7) VI. 1895.
- „ „ Sugli antichi corsi del fiume Adige. Boll. Soc. geol. ital. XVII. 1898. S. 7.
- „ „ Triplice estensione glaciale al oriente del lago di Garda. Atti R. Ist. Veneto (8) I. 1899. S. 315.
- Nicolis, Enrico. Terrazzi e formazioni diluviali in rapporto col bacino di Garda. Ebenda. (8) II. 1900. S. 381.
- Nicolis, Enrico. Successione stratigrafica nella porzione orientale nell' anfiteatro morenico del Garda. Boll. Soc. geol. ital. XX. 1901. S. LIV.
- Omboni, Giovanni. Di due antichi ghiacciai che hanno lasciato le loro tracce nei Sette Comuni. Atti R. Ist. Veneto (5) II. 1876. p. 1093.
- Paglia, Enrico. Colline di terreno erratico al sud del lago di Garda. Atti Soc. ital. Sc. nat. I. 1860. S. 337.
- Paglia, Enrico. Sulla morena laterale destra dell' antico ghiacciajo dell' Adige. Ebenda VI. 1865.
- Paglia, Enrico. I terreni glaciali nelle valli alpine confluenti od adjacenti al bacino del Garda. Atti R. Ist. Veneto (5) I. 1875.
- Paglia, Enrico. Il Villafranchiano nei dintorni del Lago di Garda. Rendic. R. Istituto lombardo (2) XXII. 1889.
- Parona, C. F. Trattato di geologia. Mailand (1904). S. 644 ff.
- Pavesi, P. Geografia fisica. Notizie batometriche sui laghi d'Orta e d'Idro. Rend. R. Ist. lomb. (2) XVIII. 1885. S. 261.
- Penck, A. Der Brenner. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins XVIII. 1887. S. 1.
- Penck, A., Brückner u. du Pasquier. Le système glaciaire des Alpes. Neuchâtel 1894.
- Penck, A. Glacialexkursion in die Ostalpen. S. 93 in Teller, Führer f. die Exkursionen in Österreich d. IX. internationalen Geologenkongress. Wien 1903.
- Ragazzoni, G. B. La collina di Castenedolo sotto il rapporto antropologico, geologico ed agronomico. Comm. Ateneo di Brescia 1880.
- Richter, Ed. Seestudien. Geogr. Abh. VI. 2. Wien 1897.
- Rumor, Seb. u. Liroy, Paolo. Bibliografia geologica della provincia di Vicenza bei Negri, Carta geologica della provincia di Vicenza.
- Sacco, Federico. Il villafranchiano al piede delle Alpi. Boll. R. comitato geol. 1886. S. 421.
- „ „ L'anfiteatro morenico del lago di Garda. Annali R. Academia d'Agricoltura di Torino XXXVIII. 17. Nov. 1895 (1896).
- Sardagna, Ghiacciaj antichi del Trentino. Ann. Soc. Alp. Tridentina 1872. S. 71.
- Simony, Friedr. Über die Alluvialgebilde des Etschthales. Sitzber. k. Akad. d. Wissensch. Math. nat. Cl. XXIV. 1857. S. 455.
- Stache u. John. Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XXVII. 1877. S. 143 (158).
- Staudigl, E. Die Wahrzeichen der Eiszeiten am Südrande des Gardasees. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. XVI. 1866. S. 479.

- Stella, A. Sui terreni quaternari della valle del Po in rapporto alla carta geologica d'Italia. Boll. R. Comitato geologico XXVI. 1895. S. 108.
- Stella, A. Rilievo plastico dell' anfiteatro Morenico del lago di Garda. Boll. Soc. geol. ital. XVIII. 1899. S. XXII.
- Stoppani, Ant. Geologia d'Italia II. L'era neozoica. Mailand 1880. S. 90.
- Suess, Eduard. Geologisches Profil der Eisenbahn von Bozen nach Innsbruck. Verhdgn. k. k. geol. Reichsanst. 1867. S. 188.
- Taramelli, Torquato. Dell' esistenza di un' alluvione preglaciale nel versante meridionale delle Alpi in relazione coi bacini lacustri e dell' origine dei terrazzi alluvionali. Atti R. Ist. Veneto (3) XVI. S. 2193. 1870.
- Taramelli, Torquato. Geologia delle provincie venete. Roma 1882. Atti R. Acc. dei Lincei (3) XIII. 1881—1882.
- Taramelli, Torquato. Della storia geologica del lago di Garda. Atti I. R. Accademia degli Agiati in Rovereto XI. 1893 (1894).
- Taramelli, Torquato. Considerazioni geologiche sul lago di Garda. Rend. R. Ist. lomb. (2) XXVII. 1894. S. 148.
- Toldo, G. Sezioni geologiche riguardante la coltre alluvionale padana. Boll. Soc. geol. ital. XX. 1901. S. 579.
- Tommasi, A. I nostri pozzi tubolari dal punto di visto geologico. Mantua 1897.
- Tornquist, Alexander. Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901. S. 148.
- Trener, G. B. e Battisti, C. Il lago di Terlago e i fenomeni carsici delle valli della Fricca del Dess e dei Laghi. Tridentum. I. fasc. I u. II. Trient 1898.
- Trinker, J. Über die Verbreitung von erratischen Blöcken in dem südwestlichen Teil von Tirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. II. 1851. S. 74.
- Vacek, M. Geologische Spezialkarte der im Reichsrath vertretenen Königreiche und Länder, Bl. Cles 20. IV. Trient 21. IV. Rovereto u. Riva 22. IV.
- Vacek, M. Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. Verhgn. k. k. geol. Reichsanstalt 1898. S. 208.
- Vacek, M. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Roveredo. Ebenda. 1899. S. 184.
- Vacek, M. Exkursion durch die Etschbucht. In Teller, Führer für die Exkursionen in Österreich d. IX. intern. Geologen-Kongresses. Wien 1903.
- Wolf, H. Diluvium am Gardasee. Jahrb. k. k. Reichsanst. VIII. 1857. S. 162.
- Zieger, Fr. I nuovi pozzi glaciali di Vezzano e di Madruzzo. Rivista Tridentina. VI. 3 1906.

Vintschgauer Gletscher.

Die Wurzel des Etschgletschers liegt am Passe von Reschenscheideck. Wir haben bereits S. 275 gesehen, wie sich hier ein mächtiger Ast vom Inngletscher löste. In rund 1000 m Mächtigkeit überschritt er die Felsschwelle des Passes von Reschen und schlif sie ab. Mit diesem stattlichen Arme des Inngletschers vereinte sich bereits auf der Höhe von Reschen ein mächtiger Gletscher der Oetzthaler Alpen, der noch wenig erforschte des Langtaufferer Thales; weiter strömte ihm durch das Münsterthal Engadiner Eis zu, welches so hoch angeschwollen war, dass es die obersten Gletscher des ihm tributären Muranza-Thales über das Wormser Joch (2512 m) in das Addagebiet drängte. Möglicherweise wurden die Münstertaler Eismassen auch über die tiefen Pässe der Spölpalpen vom Inngletscher gespeist (vergl. S. 276). Weitere gewaltige Zuflüsse wurden dem Etschgletscher sodann aus den Ortler Alpen zu teil, woraus sich erklärt, dass gegenüber der Mündung des aus letzteren kommenden Suldenthales die glaciale Rundung des Etschthalgehanges an der Köpfelplatte noch bis 2400 m reicht. Auch weiterhin senkte sich die Oberfläche des Vintschgauer Eises nur langsam; es war so hoch angeschwollen, dass es in stattlicher Breite den Marlinger Berg, der in das Etschknie von Meran einspringt, zu überfluten vermochte.



Nebenkarte: Vergletschert gewesene Gebirgsteile Firnkämme Unvergletschertes Gebirge
 Altmoränen mit Sockel von Hochterrassenschottern Jungmoränen Jung-Endmoränen Marines u. kontinentales Pliocän Älterer u. jüngerer Deckenschotter Niederterrassenschotter Interglacial von Varone
 Glaciale Stauseen a. Westufer d. Gardasees Glaciale Überflußbrinnen Seespiegel im Gletschergebiet (Gardasee)
 Thalsolehnen im Gletschergebiet Alter Etschthalsee. Maßstab 1:500.000
Hauptkarte: Thalgletscher der Würm-Eiszeit mit Isohypsen von 100 zu 100 m Firnkämme Glacialschotter der Würm-Eiszeit Unvergletschertes Gebirge Maßstab 1:700.000

Karte des Etschglaciers 1:700000 und des Moränenamphitheatrs am Gardasee 1:500000.

Rundhöckerformen reichen hier über 2000 m und bis zu dieser Höhe verzeichnet C. W. C. Fuchs (1875) Moränen. Weithin vermochte sich der Etschgletscher daher über die Bozener Porphyerberge zu verbreiten. Dabei traf er sich mit seinem bedeutendsten Zuflusse, dem Eisackgletscher.

Oberer Eisackgletscher.

Dieser hatte seinen Ursprung am Brenner. Hier bildete, wie unser gegenüberstehendes Kärtchen erkennen lässt, die zentralalpine Vergletscherung eine ansehnliche Einsattelung. Ob sich in letzterer Eismassen aus dem Inngebiete nach Süden bewegten, wie ich 1887 aussprach, kann ich heute noch weniger aufrecht erhalten, als S. 277. Der Eisackgletscher hat im Sterzinger Becken jedenfalls eine ähnliche Höhe erreicht, wie der Sillthalgletscher in der Gegend von Steinach und Matrei nördlich des Passes. Zwar verlieren sich auf den Abhängen des Saun (2086 m) nordöstlich von Sterzing die erratischen Gesteine bereits in 1560 m, also noch tiefer als am Abfalle des Hühnerspiel, wo ich sie 1887 bis 1800 m verfolgte; aber der Saungipfel selbst gleicht einem Rundhöcker und der zum Hühnerspiel ziehende Grat trägt bis mindestens 2300 m Formen der Eisrundung. Dass das Eis im Sterzinger Becken bis zu solcher Höhe angeschwollen war, erhellt auch daraus, dass es einen Teil der Gletschermassen aus dem Ratschinges Thale über den Jaufen (2090 m) ins Passeierthal drängte; diese erreichten am genannten Passe mindestens 2200 m Höhe. In etwa gleicher Höhe floss das Eis aus dem Sterzinger Becken ab: Es erfüllte nicht bloss das enge Eisackthal von Franzensfeste, sondern flutete auch über die nördlich angrenzenden Höhen und frachtete Schieferbrocken auf die Granitkuppen des „Alten Karl“ (2041 m) und der Ochsenalp (2118 m) unweit des Valser Joches. Darnach setzen wir die obere Gletschergrenze in der Gegend von Sterzing in rund 2300 m, bei Franzensfeste, wo das von der Rienz durchflossene Pusterthal in das Eisackthal mündet, in rund 2200 m Höhe an.

Der Jaufenpass macht dort, wo man ihn zwischen St. Leonhard und Sterzing überschreitet so wenig den Eindruck eines vom Eise überflossenen Passes, dass ich 1887 daran zweifeln konnte: Man steigt von Süden steil herauf und quert den Sattel nicht an seiner tiefsten und breitesten Stelle, sondern an einer schmalen Partie, dort, wo er firstähnlich wird. Geht man von hier westwärts, so erreicht man eine breitere Passfläche mit Rundhöckerformen, die stellenweise südöstlich gerichtete Schrammen zeigen und erratische Blöcke tragen.

Pusterthalgletscher gegen Toblacherfeld.

Die Eisentwicklung im Pusterthalgebiete wurde in erster Linie durch den mächtigen Gletscher des Taufererthales beherrscht. Von der Südseite der Zillerthaler Alpen kommend, war er so hoch angeschwollen, dass er in der Gegend von Taufers die Thalgehänge noch bis 2400 m Höhe rundete, und bei Bruneck erstreckt sich seine übertiefte Bahn dermassen in das Pusterthal hinein, dass dessen oberste Partie hier stufenförmig gegen sie abfällt. In einer grossen Schlinge ersteigt die Eisenbahn diese Stufe, welche ein Hochpusterthal begrenzt. Letzteres erstreckt sich bekanntlich über die Thalwasserscheide des Toblacher Feldes (1210 m) aus dem Gebiete der Rienz in das der Drau hinüber; der Etschgletscher konnte daher hier ausgiebig mit dem Draugletscher in Berührung kommen. Mächtige jüngere Schuttmassen hindern, wie Müllner bereits ausgeführt hat, auf der Passhöhe zu entscheiden, ob hier ein Überfließen in der einen oder andern Richtung stattgefunden hat; der Umstand aber, dass am Abfalle des Helm (2434 m), der wie ein Pfeiler zwischen das obere

Drau- und das Sextenthal vorspringt, Gneissgeschiebe nach Müllner bis 1900 m Höhe vorkommen, macht sicher, dass ein Überströmen von Eis aus dem Etschgebiete ins Draugebiet stattgefunden hat, von wo aus es aber alsbald teilweise über den Kreuzberg (1638 m) ins Piavegebiet gelangte. Mutmasslich sind es die Eismassen des bei Welsberg ins Pusterthal einmündenden Gsieserthales gewesen, welche diesen Weg einschlugen, nachdem sie den breiten Rücken des Eggerberges gegen Toblach hin überflutet hatten. An der Mündung des Gsieserthales steigen denn auch die Formen der glazialen Rundung im Pusterthale am höchsten, nämlich bis 2400 m Höhe an. Wir setzen daher hier die Pusterthaler Eisscheide an, westlich von der heutigen Wasserscheide, die ihrerseits gegenüber der früheren nach Westen gerückt ist. Von hier aus senkte sich das Pusterthaler Eis etwas rascher nach Osten hin, wo die Rundung der Gehänge am Helm sich auf 2200—2300 m erhebt, langsamer nach Westen hin, wo wir seine Spuren bei Bruneck bis rund 2300 m Höhe verfolgen können. Wie hoch es aber über dem Toblacher Felde angeschwollen war, so vermochte es doch weder längs der obersten Rienz noch über den Sattel von Plätzwiesen (1991 m) in das Bereich der Ampezzaner Dolomite einzudringen, noch gar hier in das Gebiet des Boite und Ansei zu gelangen. Mächtige Eismassen der Dolomite wehrten ihm den Eintritt.

Noch an drei weiteren Stellen hat eine Berührung der Eismassen des Etschgebietes mit denen des Draugebietes stattgefunden, nämlich am Klammljoche (2291 m), am Staller Sattel (2055 m) und am Gsieser Thörl (2200 m), drei Übergängen, die aus dem zur Drau gehörigen oberen Defereggenthale ins Rain-, Antholzer- und Gsieserthal führen. Die Darstellung der österreichischen Spezialkarte macht an allen drei Orten zweifellos, dass ein Überfließen von Eis, das bis 2500 m Höhe reichte, stattgefunden hat.

Geschwindigkeit des Pusterthalgletschers bei Bruneck.

Bei Bruneck hat der Pusterthalgletscher noch den Gipfel des Kronplatzes (2272 m) überflutet. Wir schliessen dies nicht bloss aus der gerundeten Form dieses Berges, sondern vor allem aus der Tatsache, dass auf seiner gewölbten Gipflfläche typische gekritzte Schiefergeschiebe in moränenähnlichen Ablagerungen vorkommen. Dabei finden sich erratische Gesteine, Gneisse der Tauern, nur bis 1720 m am Abfalle gegen Bruneck, bis 1860 m gegen die Furkel im Südosten. Wir haben hier wie an der Schmittenhöhe (vergl. S. 260) und wahrscheinlich auch am Saun unweit Sterzing den Fall, dass ein Gletscher über einen Gipfel hinwegging, ohne dessen Oberfläche mit erratischem Materiale zu überschütten, ein Fall, der dort eintritt, wo der Gletscher in seinen oberen Lagen aus reinem Eise besteht, also auf eine namhafte Entfernung eine ununterbrochene Firnoberfläche besessen hat. Der Abstand zwischen den höchsten erratischen Blöcken und der oberen Eisgrenze zeigt uns die Mächtigkeitszunahme des Eises von der Stelle an, wo jene ununterbrochene Firnoberfläche einsetzte. In unserm Falle beginnt letztere auf der rechten Seite des Pusterthales in rund 2400 m Höhe; hier bestehen die Gipfel zugleich aus jenem älteren Gneisse, der die Erratika geliefert hat. Das ist im Minimum 12,5 km vom Kronplatze entfernt. Also eine Zunahme der Gletschermächtigkeit von 400 m auf mindestens 12,5 km Weglänge. Das deutet auf eine ausserordentlich langsame Eisbewegung, die auf höchstens 100 m im Jahre zu veranschlagen ist.

Nehmen wir an, der mittlere jährliche Eiszuwachs sei im Jahre soviel gewesen, wie die gesamte jährliche Niederschlagsmenge der Gegend heute — rund 900 mm Regen, gleich 1 m Eis —

so würde jene Mächtigkeitzunahme in 400 Jahren erfolgt sein. In dieser Zeit hätte das Eis mindestens 12,5 km zurückgelegt, also jährlich mindestens 31 m. Bei grösserem Niederschlage wäre der jährlich zurückgelegte Weg entsprechend grösser anzunehmen. Wir werden jedoch sehen, dass wir den eiszeitlichen Niederschlag nicht wesentlich grösser als den gegenwärtigen veranschlagen dürfen. Ebenso ergibt sich die Geschwindigkeit in der Masse grösser, als die Weglänge der Erratika grösser ist, als hier im Minimum angenommen. Nun liegen die Vorkommnisse alten Gneisses, aus denen die höchsten erratischen Gesehiebe plausibler Weise hergeleitet werden können, im Antholzer Thale höchstens 20 km vom Kronplatze entfernt. Darnach wäre unter den andern gemachten Voraussetzungen die anzunehmende Maximalgeschwindigkeit des Eises 50 m im Jahre.

Wer die Schwierigkeiten der Bestimmung erratischer Höhen kennt, wird als unsichersten Posten unserer Rechnung den Abstand zwischen obersten erratischen Blöcken und oberer Eisgrenze ansehen. Wie oft findet man doch bei anderer Wegwahl die obersten erratischen Gesteine erheblich höher und wie oft ist man doch im Bereiche älterer Gesteine im Zweifel darüber, was als erratisch zu gelten hat. Es würde mich darum nicht wundern, wenn spätere Besucher am Nordostabfalle des Kronplatzes noch höher gelegene Erratika auffinden würden. Aber wenn sie auch erst 200 m unter dem Gipfel aussetzen sollten, oberhalb welcher Höhe sie schwer zu übersehen sind, so würde man doch für eine zurückzulegende Weglänge von 12,5—20 km eine Zeitdauer von 200 Jahren anzunehmen haben, also eine Eisgeschwindigkeit von 62—100 m im Jahre.

Wenn wir auch nach diesen Darlegungen die Unsicherheit unseres Ergebnisses kennen, so glauben wir doch durch vorstehende Diskussion gezeigt zu haben, dass wir durch scharfe Beobachtung des Abstandes zwischen Eisoberfläche und erratischer Grenze einen Einblick in die Grössenordnung der eiszeitlichen Gletschergeschwindigkeit in den Nährgebieten erhalten können, und dass jene in den grossen alpinen Längsthälern nicht grösser gewesen ist, als sie bei den grösseren der heutigen Alpengletscher ist.

Gaderthal.

Den Kronplatz überflutend, konnte der Pusterthalgletscher in das Gaderthal eindringen, das eine Einsenkung von stattlicher Breite zwischen den Grödener und Ampezzaner Dolomiten darstellt. Ich selbst verfolgte zentralalpine Gesteine, Gneisse und Tonalite, von der Furkel zwischen Kronplatz und Dolomiten herab nach Enneberg und dann thalauswärts ins Pusterthal; ich konnte mich ferner vergewissern, dass weder im unteren Vigilerthale noch im Gaderthale bei Zwischenwasser Kalkmoränen vorkommen. Darnach hege ich keine Bedenken, die Glimmerschieferblöcke, welche v. Mojsisovics am Wege von Pederova zum Armentararücken, sowie die Granitblöcke, die v. Richthofen in der Gegend von St. Cassian noch in 1600 m (5500 Fuss) Höhe aufgefunden, für Erratika zu halten, die uns bezeugen, dass Pusterthaler Eis bis in die oberen Verzweigungen des Gaderthales gekommen ist. Aber ausdrücklich hebt v. Richthofen hervor, dass die Findlinge nicht ins Cordevoethal gebracht sind; das zentralalpine Eis hat den Sattel von Campo lungo nicht mehr überschritten; es ist ferner, wie ich selbst feststellen konnte, auch nicht über das Grödener Jöchl (2137 m) in das Grödener Thal gelangt. Dagegen hat es zweifellos die Schieferberge überschritten, welche weiter im Norden das Gaderthal vom Brixener Becken scheiden. Sie haben durchaus die Rundung des Kronplatzes, kaum dass sich am Astjoche oder Grabnerberge (2198 m) Ansätze zu schärferen Formen finden. Hiernach hat auch der Pusterthalgletscher das Brixener Becken in rund 2200 m Oberflächenhöhe erreicht.

Das Eindringen zentralalpines Eises fast bis an die Wurzeln des Gaderthales erinnert an das Eindringen des Etschgletschers in die beiden Lenothäler bei Rovereto und verdient noch nähere Untersuchung. Ist doch das obere Gaderthal von mächtigen Dolomitstöcken umsäumt, welche sicher bedeutenden Eismassen Ursprung gaben. Wir wissen nichts über den Verlauf der letzteren.

Sind sie vom eindringenden Pusterthaleise unterschoben und dann nach Süden und Osten gedrängt worden? Das würde erklärlich machen, dass zentralalpines Eis nicht nach Gröden und Buchenstein gelangte.

Brixener Becken und Grödener Thal.

Der vereinigte Eisack-Pusterthalgletscher bildete im Becken von Brixen eine grosse Eisansammlung, die, nach den Formen glacialer Rundung zu urteilen, bei sehr geringem Gefälle durchschnittlich mehr als 2100 m Höhe erreicht hat. Sie vermochte daher die Erhebung der Plose (2561 m) östlich von Brixen gänzlich zu umfluten, die ihr aus ihren zahlreichen nordwärts geöffneten Karen Zuflüsse zusandte. Nach Mitteilung der Herren Götztlinger und Hassinger strandete sie hier die obersten erratischen Blöcke am Nordafalle des Plosebühel in kaum 1900 m Höhe. Weiter südwärts ward das Bett des Eisackgletschers eingeengt, im Westen durch die Porphyrhöhen der Sarntaler Alpen, im Osten durch die Grödener Dolomiten. Von jenen sind ihm sicher Eismassen zugeflossen, von diesen strömten ihm solche namentlich aus dem Grödener Thale zu; doch drang, wie bereits v. Mojsisovics bemerkte, das zentralalpine Eis bis nach St. Ulrich, ja er verfolgte Blöcke von Brixener Granit „aufwärts bis zu dem 2000 m hohen Joche zwischen Raschötz und Sotschiada“ (Jochscharte der reambulierten Spezialkarte, 2155 m) und im Grödener Thale unterhalb St. Ulrich; das Plateau der Seiser Alpe wurde jedoch nicht mit Eisackthaler Gesteinen bedeckt; es dankt die bis zum Gipfel des Puflatsch (2176 m) reichende Zurundung seiner Oberfläche, auf welche bereits Gumbel 1872 hingewiesen hat, lokalem Eise, das einzelne grosse, von v. Mojsisovics beobachtete Kalkblöcke heranzufuhrte.

Eisansammlung von Bozen.

Der Schlern (2565 m) bezeichnet den südlichen Grenzpfiler des Eisackgletschers: westlich von ihm verschmolz er über der sich allmählich auf 1200 m herabsenkenden Porphyryplatte des Sarntaler Gebirges mit dem Etschgletscher zu einem riesigen, 40 km breiten Eisstrom, dessen Westufer durch das Hochjoch (2424 m) neben dem Marlinger Berge bezeichnet wird. Die Oberfläche dieses Eisstromes dürfte bei Bozen in rund 2000 m gelegen gewesen sein; überschüttete er doch die höchsten Kuppen der Porphyryplatte südöstlich Bozen, wie den Talbühel (1759 m) bei Welschnofen, mit zentralalpinem Materiale und strandete er ferner solches unter den Rosengartenwänden, wie bereits Damian 1890 bemerkte, in beinahe 2000 m, genau genommen in 1940 m Höhe. Gletscherschliffe sind allerdings auf dem Porphyryplateau sehr selten. Ich fand solche am Krummeck (1113 m) bei Oberbozen; sie weisen hier nach Südwesten.

Dank seiner ausserordentlich grossen Mächtigkeit konnte der vereinte Etsch-Eisack-Gletscher auch den Mendelrücken überfluten, der sich mauerartig westlich vom Etschthale unterhalb Bozen erhebt, und in das untere Nocethal oder Nonsberg eindringen, wo er mit den Eismassen des oberen Nocethales oder Sulzberges zusammentraf. Porphyrgeschiebe bezeichnen seine Bahn. Sie liegen sowohl auf der Höhe des Penegal, (1738 m), wie auch an den Nordhängen des M. Roën (2115 m), wo sie stud. O. Lehmann noch 50 m über der Roënalpe (1769 m) fand. Darnach hat lediglich der genannte Berg, sowie vielleicht weiter im Süden der Montecello (1859 m) aus dem Gletscher hervorgeragt und die grösste zusammenhängende inneralpine Eisfläche

unterbrochen, die wir kennen. Ihre Breite verschmälerte sich nach Süden zu auf knapp 30 km in der Gegend von Lavis, wo sich im Westen die Brenta-Gruppe, im Osten die Ausläufer des Porphyrkammes auf der Südseite des Avisio mit stattlichen Höhen der Etsch nähern. Bis dahin senkte sich die Oberfläche des Etschgletschers auf etwa 1800 m Höhe herab. Vom Zusammenflusse des Etsch- und Eisackeises, der bereits nördlich von Bozen in 2100 m Höhe erfolgte, bis hierher war das Gefälle der grossen 1500 qkm messenden Eisansammlung etwa 300 m auf 15 km Entfernung, also nur 7 ‰. Wie hoch sie aber auch über der Sohle des heutigen Etschthales angeschwollen war, sie lag noch tief im Vergleiche zu den beiderseits befindlichen Eismassen, die ihr im Nocethale aus der Ortler- und Adamello-Gruppe, im Avisiothale aus den Dolomiten zuflossen.

Nocegletscher im Sulzberg.

Gewaltig war der Gletscher, der das obere Nocethal oder Sulzberg (Val di Sole) erfüllte. Am Nordgehänge des Tonalepasses zwischen Ortler- und Adamello-Gruppe hinterliess das Eis, wie wir S. 824 bemerkten, erratische Blöcke in 2400 m Höhe; höher noch reicht die Rundung der Gehänge. Letztere steigt an der Mündung des Rabbithales noch auf 2200 m, und gewiss wurde der Monte Cles, der in das Noceknien von Cles zwischen Sulzberg und Nonsberg einspringt, vom hochangeschwollenen Eise bis an die Wände des M. Peller (2320 m) überflutet; deuten wir die Geländedarstellung auf der österreichischen Spezialkarte richtig, so ging dasselbe auch südlich vom genannten Berge über das Joch von 2107 m Höhe. Bis in dieses Niveau dürfte das Sulzberger Eis beim Passieren des M. Cles beim Eintritt in die grosse Eisansammlung der Gegend von Bozen gereicht haben.

Avisiogletscher.

Sehr hoch ist auch das obere Avisiothal mit Eis erfüllt gewesen. In seinem obersten Abschnitte, dem obersten Fassathale, sind die Gehänge bis 2400 m hinauf gerundet. Selbst die aussichtsreiche Rodella (2486 m) hat Rundformen, aber auf dem benachbarten Sella-joche (2218 m) finden sich keinerlei sichere Spuren eines Eisüberganges zwischen dem Grödener- und Fassathale. Bei Moëna hat der Pizmeda (2203 m) noch die Form eines grossen Rundhöckers; gerundet sind ferner die Südostgehänge des Rosengarten bei Masare bis 2300 m hinauf, und der Karrerpass (1741 m) macht schon von Ferne den Eindruck, dass er vom Eise in ansehnlicher 400—500 m betragender Mächtigkeit überschritten worden ist, welches sich vom Fassathal auf das Bozener Porphyrplateau ergoss. Dafür sind sichere Beweise vorhanden. Auf der Passhöhe liegt eine kleine Moräne mit Fassaner Material, und auf der Südseite des Passes hat der zur Cima Poppa führende Promenadenweg in 2100 m Höhe auf einem Augitporphyrgange einen deutlichen nordwestwärts gerichteten Gletscherschliff erschlossen. In gleicher Richtung läuft auch noch ein Gletscherschliff westlich der Passhöhe auf dem Quarzporphyr, der für das Karrersee-Hotel ausgebeutet worden ist. Um Predazzo endlich hat das Eis im Avisiothale gewiss noch 2000 m Höhe überschritten; die Costa di Viezzana (1984 m), die sich von der Viezzana zum M. Mulat (2151 m) zieht, verrät schon von der rechten Thalseite Anzeichen des Eisschliffes, und ein typisch geschrammtes Dolomitgeschiebe auf dem Satteljoch (P. Feodo 2123 m) deutet darauf, dass die von der gerundeten Südostflanke des Latemar, vom Monte Feudale, herabkommenden Eismassen mächtig genug waren, um ins Val di Stava überzutreten.

Erreichte aber im oberen Avisiothale das Eis über 2000 m Meereshöhe, so musste es nicht bloss über den Karrerpass zum Etschgletscher direkt abfliessen, sondern auch mit den Eismassen des östlich benachbarten Cordevoles auf den verschiedenen dahin führenden Pässen in Berührung kommen, so auf dem Pordoi (2250 m) am Fusse der Sellagruppe und auf dem Fedajapasse (2047 m) am Nordabfalle der Marmolata, so ferner vor allem auf dem altberühmten Passe von S. Pellegrino (1910 m). Es ist mir nicht möglich gewesen, diese Pässe zu besuchen. Auf dem weiter südlich gelegenen Pass Valles (2032 m), der nördlich von der Pala-Gruppe aus einem Seitenthale des Avisiothales von Paneveggio am Travignolo nach Cencenighe am Cordevole führt, finden sich aber unzweifelhafte Spuren des Gletscherüberganges nach Osten hin, und zwar sind es die Eismassen vom obersten Teile der rechten Thalseite des Travignolothales, welche hier ihren Weg über den Sattel nahmen, zahlreiche südöstlich gerichtete Schrammen auf dessen Sandstein einfurchten und ihn mit Porphyrböcken überstreuten. Nördlich vom Passe zeigt auch der M. Pradazzo (2278 m) noch deutliche Rundbuckelformen, und auf seinem roten Porphyre fanden sich Geschiebe eines härteren grünen. Hiernach ist auch das oberste Travignolothal über 2200 m hinauf mit Eis erfüllt gewesen und letzteres konnte, wie wir später sehen werden, sowohl über den Rollepasse (1984 m) als auch über den Colbriconpasse (1902 m) in das Cismonethal zum Brentagebiete abfliessen.

Man hat auf der rechten Seite des oberen Travignolothales die unverkennbaren Spuren einer eiszeitlichen Plateauvergletscherung. Der Südabfall der C. Predazzo bildet eine grossartige Rundhöckerlandschaft, deren Eis es wahrscheinlich gewesen ist, das den vorgelagerten M. Pradazzo (2278 m) und den Pass von Valles überflutete. Grossartig sind ferner die Gletscherspuren am Südabhange der Lusia (2491 m). Die Rundhöcker reichen bis zum Gipfel hinauf und zahlreiche Gletscherschliffe auf dem oberen Teile der Lusia-Alp verraten, dass bis zur Höhe von 2100 m herab die Eisbewegung nach Südwesten gerichtet, also noch nicht durch einen wesentlich höher angeschwollenen Thal-gletscher beeinflusst war. Dieser Plateauvergletscherung auf der Südseite des Kammes zwischen Travignolo- und Pellegrinothal steht die Entwicklung von Kargletschern auf der Nordseite desselben Kammes gegenüber. Die Karsohlen liegen in 2100—2200 m Höhe, weisen also auf einen so hoch angeschwollenen Thal-gletscher. Der Lusia-Pass (2056 m) zwischen Pellegrino- und Travignolothal musste unter solchen Umständen unter Eis begraben sein. In der Tat trägt er bis zur Sattelhöhe herauf erratische Porphyrböcke, die möglicherweise von der Lusia stammen.

Ganz andere Züge zeigt der Kamm auf der Südseite des Travignolothales. Er ist ausgezeichnet durch ziemlich lange trogähnliche Furchen, welche statt der Kare auftreten. Sie sind die Bahnen kurzer, aber steiler Seitengletscher, welche mit steilem Gefälle dem hochangeschwollenen Thal-gletscher zuflossen, an dessen Saume aber ihre Erosionskraft verloren. Die nähere Feststellung der Morphologie beider aus Bozener Porphy gebildeten Kämme ist eine dankenswerte Aufgabe.

Wie hoch das Eis im Avisiothale unterhalb Predazzo im Fleimserthale gestanden, bedarf noch näherer Untersuchung. Sicher ist, dass es keinen Zufluss vom grossen inneralpinen Eissees der Etschbucht erhielt. Auf den Pässen, die vom Bozener Porphyplateau ins Fleimsthal führen, auf dem Reiterjoch (1991 m) zwischen Latemar und Zangenberg sowie auf dem Lavazéjoch zwischen letzterem und Weisshorn fehlen zentralalpine Geschiebe; ja auf dem Reiterjoch vermisst man sogar das häufigere Auftreten von Dolomitgeschieben vom Latemar, das zu gewärtigen wäre, wenn dessen Eis nach Süden geflossen wäre; auf beiden Pässen finden sich nur Geschiebe aus der Nachbarschaft, namentlich solche von Quarzporphy, am Reiterjoch auch solche von Angitporphy, mutmasslich von Lokal-gletschern herbeigebracht, wie solche namentlich vom Zangenberg auch während späterer Stadien der Eiszeit ausgegangen

sind. Erst unterhalb Cavalese, dort wo das Avisiothal den Namen Zimmerthal, Val di Cembra, annimmt, ist sein Gletscher in den Etschgletscher gemündet, welcher den schmalen Rücken zwischen Etsch- und Zimmerthal überflutete und noch auf dem Gipfel der Sattelwand (Königswiese der Spezialkarte, 1623 m) zentralalpine Blöcke ablagerte. Erheblich weiter südlich fand Herr Onestinghel in Trient östlich vom Avisiothale am Abfalle der Cost' alta (1957 m) erratische Blöcke noch in 1700 m Höhe; die Vereinigung der Eismassen dürfte hiernach in etwa 1900 m erfolgt sein.

Eisansammlung bei Trient.

Unterhalb Lavis hält die Einschnürung des Etschgletschers weiter an. Seine grosse Mächtigkeit gestattet ihm zwar noch, in Nachbarthäler überzufließen, aber er vermag die dazwischen gelegenen langen Rücken nicht mehr zu überschreiten. Sie stellen sich ihm wie mächtige Pfeiler entgegen, die ihn aufstauen und in Arme spalten. Der erste dieser Pfeiler ist der lange Rücken der Paganella zwischen Etschthal und Molvenosee. Mein Freund Prof. Zini in Trient fand unterhalb der Malga die Zambana (1787 m) und bei der Malga dei Fai (1663 m) noch fremde Geschiebe, deren obere Grenze darnach hier in rund 1700 m Höhe anzusetzen ist. Vom südlichen Ansläufer des Paganellazuges, dem Monte Gaza, sind ferner schon durch Lepsius erratische Blöcke am Abfalle gegen Molveno in 1550—1600 m Höhe bekannt geworden, deren jüngst erst wieder Zieger gedachte. Der zweite Pfeiler ist der Rücken des Bondone auf der rechten Seite des Etschthales unterhalb Trient. Bereits Damian erwähnt 1890 erratische Blöcke auf den Bondonewiesen bis zur Höhe des Überganges (1571 m) zwischen dem Palon (2090 m) und dem Cornetto (2180 m); Vacek gibt hier auf Blatt Trient der geologischen Spezialkarte ein ausgedehntes Vorkommen von „Diluvium“ an; Herr Onestinghel in Trient berichtet nur, dass er hier und am Nordabfalle der Rosta erratische Blöcke bis über 1600 m Höhe hinauf verfolgt hat. Der dritte Pfeiler endlich ist das Massiv der Filadonna (2150 m) südöstlich von Trient. Herr Dr. Trener teilte mir mit, dass an dessen Nordabfalle noch oberhalb der Derocca-Alp (1560 m) in rund 1600 m Höhe erratisches Material vorkommt. Darnach war der Etschgletscher in der Umgebung von Trient noch nicht unter 1600 m herabgesunken. Damian (1888) fand auf dem isolierten Berge, der sich östlich der Stadt erhebt, auf dem Gipfel nördlich der Marzola (1737 m), der die Höhenzahl 1736 m trägt, noch erratische Porphyrr-, Sandstein- und Schiefergeschiebe.

Die Funde von der Marzola sind höher, als die übrigen aus der Gegend von Trient mir bekannt gewordenen, deren Höhe allerdings nicht mit gleicher Schärfe zu ermitteln war. Sollten spätere Untersuchungen ihre aussergewöhnlich hohe Lage bestätigen, so würden sie, wenn sie nicht einer früheren Vergletscherung entstammen, vielleicht gestatten, die Wölbung der Eisoberfläche einmal genauer festzustellen.

Eiszeitliche Schneegrenze zwischen Bozen und Trient.

Deutlich erkennen wir, dass das für das Bozener Becken charakteristische geringe Eisgefälle bis Trient reicht und höchstens eine minimale Steigerung erfährt. Aber viel langsamer als die einstige Gletscheroberfläche senkt sich der Boden des Etschthales, und die Mächtigkeit des darüber befindlichen Eises nimmt ab, von rund 1700 m auf weniger denn 1500 m. Wir haben keinen Grund anzunehmen, dass diese Mächtigkeitsabnahme durch verschiedene Mächtigkeit der Thalzuschüttung wett gemacht würde. So sehen wir denn oberhalb der erwähnten drei Pfeiler, die

den Eisabfluss stauen mussten, anstatt einer zu gewärtigenden Zunahme der Eismächtigkeit eine ausgesprochene Abnahme derselben. Wir folgern daraus, dass bereits zwischen Bozen und Trient die Ablation an der Oberfläche des Etschglatschers zu zehren begann und dass sie, wenn nicht ganz, so doch gutenteils unter der eiszeitlichen Schneegrenze lag. In der Tat stellen sich denn auch unterhalb Trient deutlich ausgesprochene Ufermoränen am Gletschersaume ein.

Die mutmassliche Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze, die sich also für die Gegend zwischen Bozen und Trient ergibt, etwa 1800—2000 m, ist grösser, als diejenige, die wir für den Südrand der Alpen im Etschgebiete kennen lernen werden. Dies weist auf ein Ansteigen jener Grenze gebirgseinwärts, wie wir es auf der Nordseite der Alpen bereits wiederholt beobachtet haben, und wie es mit der heutigen Schneegrenze gerade im Etschgebiete in ausgesprochener Weise stattfindet. Im Einklange mit unserem Ergebnisse steht, dass die Pfeiler, die den Etschglatscher bei Trient spalten, keine Kare aufweisen, also nicht lokale Gletscher genährt zu haben scheinen. Weitere Untersuchungen finden in der Feststellung dieser Tatsache, sowie in einer genaueren Ermittlung der erratischen Grenzen noch lohnende Aufgaben.

Diffluenz des Etschglatschers.

Die Pfeiler, welche den Etschglatscher oberhalb Trient stauten, lösten ihn in vier Zweige auf, von denen sich die beiden westlichen und der östliche dem Etschthale entremdeten. Die beiden ersteren flossen ins Sarcagebiet, der letztere ins Brentagebiet über. So haben wir es denn bei Trient mit einer ganz grossartigen Diffluenz zu thun. Aber diese wird dadurch kompliziert, dass die abgezweigten Eismassen sich mit solchen der Nachbarthäler, in die sie überflossen, vereinigen.

Überfließen ins Sarcagebiet.

Ausserordentlich deutlich sind die Bahnen zu erkennen, auf welchen der Etschglatscher Äste ins Sarcagebiet entsandte. Das Nonsberger Längsthal setzt sich zwischen Paganella und Brentagruppe in einer Thalung fort, die überdies nördlich der Paganella am Fausior gegen das Etschthal geöffnet ist und in die von der Sarca durchflossenen Thalweitung von Stenico führt. Gletscherschliffe in der Gegend von Andalo sowie zahlreiche Tonalitblöcke verraten den südwestlich und südsüdwestlich gerichteten Pfad des Eises, der weiter südlich unter den Wassern des Molvenosees und des diesen aufstauenden Bergsturzes begraben liegt. Wie ein grosser Trichter öffnet sich nördlich von Trient der Sattel von Terlago zwischen Paganella und Bondone, als echte Diffluenzstufe fällt er steilwandig im Durchschnitte 500 m hoch gegen das Etschthal ab; lediglich ein schmaler Einschnitt, die Buca di Vela, führt dahin hinab. Die Passoberfläche ist eine grosszügige Rundhöckerlandschaft. Zwischen den Felsbuckeln liegen flache Wannen; an zahlreichen Stellen verraten Gletscherschliffe, dass auf dem Passe das Eis nach Südwesten floss, und zahlreiche Porphyrgeschiebe machen seinen Etschthaler Ursprung zweifellos. Vielfach ist aber die Rundhöckerlandschaft auch verkarstet, oberflächlich karrig geworden, und der See von Terlago erfüllt eine echt glaciale Wanne, die gleich einer Karstwanne auf unterirdischen Abfluss angewiesen ist. Seine Tiefe schwankt daher erheblich; während Damian im Winter 13,8 m lotete, fanden Trener und Battisti im Sommer nur 9,3 m. Ein deutliches, in 480 m Höhe gelegenes Delta nahe der Strassenhöhe zwischen Vigolo und Vezzano vergewissert, dass der See, bevor seine Wasser einen unterirdischen Auslass zur Ischia-Quelle bei Trient fanden, einst die Wanne gänzlich erfüllt hat, deren Boden er heute bei einer Spiegelhöhe von 416 m (Spezialkarte) einnimmt.

Südlich von der Passhöhe bewegte sich das Eis mehr in südsüdwestlicher Richtung und fiel über steile Stufen zum Sarcathale herab, wo es sich ebenso wie der dem Molvenoseethale folgende Ast des Etschgletschers mit einem eigenen Eisstrom traf.

Sarcagletscher.

Der Sarcagletscher kam aus der Adamellogruppe, deren Gletscherreichtum wir noch heute bewundern. Wie hoch das eiszeitliche Eis hier im Quellthale der Sarca, dem Val di Genova stand, ist noch nicht ermittelt. Jedenfalls war es so hoch angeschwollen, dass es aus diesem hervorquellend die Ostseite des breiten Rendena-thales, in dem die Sarca zwischen Pinzolo und Tione der Judicarienlinie folgt, zu überfluten vermochte. Lepsius erwähnt, dass hier der Breg del Oro, den wir für identisch mit dem Sabion (2100 m) der Spezialkarte halten, lediglich auf seiner Kuppe frei von Gletscherschutt ist; stud. O. Lehmann teilt mir mit, dass Tonalitblöcke ins Val Dalgone gefrachtet sind; er verfolgte ihren Pfad von Pinzolo aus nördlich vom M. Toff vorbei über die Malga Stablei (1574 m) dahin, wobei er sie bis 1630 m Höhe antraf. Lepsius ferner berichtet, dass Tonalitblöcke auch südlich der Toffspitze vorbei aus dem Rendena-thale ins Manezthal gefrachtet und 2200' über der Thalsohle bei Fista, also in 1200—1300 m Höhe häufig sind, was mit Beobachtungen von Vacek (1898) harmoniert. So hoch war das Eis am Pinzolo angeschwollen, dass der Nocegletscher nicht über den Sattel von Campiglio (1515 m) ins Sarcathal überfließen konnte; dieser Sattel war, wie Lepsius ausdrücklich hervorhebt, Eisscheide. Aber bei Tione war der Sarcagletscher doch nicht mächtig genug, um über den Sattel (1582 m) zwischen dem Altissimo (2128 m) und der C. Sera (1908) ins Marsathal sich zu erstrecken; er hat, wahrscheinlich durch lokale Gletscher gehindert, nicht einmal die nördlich davon gelegene breite Hochfläche von Stablo (1477 m) erreicht. Dagegen drängte er weiter westlich den Gletscher des Breguzzothales über den Sattel von Roncone (820 m) ins Chiesegebiet und floss im Osten über den Duronepass (1033 m), wo zahlreiche erratische, bereits von Lepsius bemerkte Blöcke umherliegen; ich konnte sie an der Westseite des Passes nicht wesentlich über 1200 m Höhe verfolgen; aber der Nachbarberg M. S. Martino (1447 m) zeigt bis hinauf Rundhöckerformen, weswegen wir annehmen, dass das Sarca-Eis beim Betreten des weiten Beckens von Stenico etwa 1500 m Oberflächenhöhe besessen habe. Hier traf es sich mit dem im Molvenoseethale übergeflossenen Aste des Etschgletschers und empfing zweifellos kräftige Speisung von der Brenta-gruppe. Durch drei Pforten floss es ab: Ein kräftiger Arm folgte, wie Gletscherschliffe lehren, dem Lauf der Sarca zwischen M. Gazza (1842 m) und M. Casale (1623 m), ein zweiter dem Thale von Lommaso in der Richtung auf Arco, ein dritter dem Thale von Ballino in der Richtung auf Riva; alle drei Äste liefen mit dem Gletscherarme zusammen, der sich oberhalb Trient vom Etschgletscher losgelöst hatte und nach Überschreitung des Sattels von Terlago dem Sarcathale folgte. Die Vereinigungen geschahen bei Alle Sarche, wo heute die Sarca aus engem Durchbruchthale in die breite Furche übertritt, welche sich in Fortsetzung des Sattelthales von Terlago zum Gardasee zieht, ferner bei Arco und bei Riva angesichts des genannten Sees.

Gardagletscher.

Man darf wohl annehmen, dass sich etwa ebenso viel Sarca-Eis wie Etsch-Eis

zu jenem grossen Gletscher vereinigte, der im Gardaseethale bis zur Poebene reichte. Er ist häufig, z. B. von de Mortillet, als eigentlicher Etschgletscher bezeichnet worden; doch verraten zahllose Tonalitgeschiebe an seiner Westflanke, welche grossen Anteil das Sarcathal an seiner Geburt hatte, während die Massen von Porphyrgeschieben die Herkunft seiner Ostflanke aus dem Etschgebiete sicherstellen, weswegen es nicht rätlich ist, mit Stoppani bloss von einem Sarcagletscher zu sprechen. Wir wollen den durch Vereinigung starker Äste des Etschgletschers mit dem Sarcagletscher entstandenen Eisstrom als Gardagletscher bezeichnen. Sein Bett engte ihn am oberen Ende des Gardasees zwischen dem Nordende des M. Baldozuges und den Bergen von Riva auf weniger denn 8 km Breite zusammen. In dieser Enge reichte seine Oberfläche noch bis über 1300 m; sie hatte also von Alle Sarche an ein Gefälle von etwa 14 ‰, doppelt so viel als der Etschgletscher um Trient; dann fiel sie, wie wir im nächsten Kapitel sehen werden, jäh bis zum Fusse des Gebirges ab, um hier wieder sich sanfter zu senken.

Überfliessen zur Brenta.

Ebenso wie nach Westen fand ein Überfliessen des Etschgletschers nach Osten, zur Brenta statt. Der Diffluenzstufe von Terlago auf der einen Seite steht die von Trient auf der andern gegenüber. Auf ihr fliesst der Fersenbach oder Fersina der Etsch zu; der von ihm in der Gegend von Pergine abgezweigte Mühlgraben rinnt aber in den See von Caldonazzo und damit der Brenta zu, so niedrig ist die Wasserscheide. Ein zweites beiderseits stufenförmig abbrechendes Thal zieht sich weiter südlich am Fusse des Massivs der Filadonna von der Etsch bei Materello zur Brenta bei Caldonazzo, nämlich Valsorda. Durch dieses wie auch längs des unteren Fersenbaches gelangte Etscheis ins Brentagebiet; vor allem aber ergossen sich in letzteres jene Gletschermassen, welche die Porphyrhöhen links der Etsch überfluteten und den Avisiogletscher mit sich schleppten: Die nordöstlich von Trient zwischen Avisio und Fersenbach gelegene, unter 900 m Höhe bleibende Porphyrrplatte ist eine Rundhöckerlandschaft von skandinavischem Charakter mitten in den Alpen. Alles weist darauf, dass hier Etsch- und Avisio-Eis vereint der trichterförmigen Frweiterung des oberen Brentathales südlich von Pergine zuströmten.

Plateau von Lافraun und Asticothal.

Noch bevor diese Eismassen aus unserer Weitung in das östlich gerichtete, engere Brentathal oder Val Sugana einbogen, wo sie mit den Gletschern der Cima d'Astagruppe zum eigentlichen Brentagletscher verwachsen, der nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Trener bei Strigno auf dem M. Lefre erratisches Material noch in 1400 m Höhe hinterliess, bot sich ihnen ein Ausweg nach Süden. Zwischen dem Massiv der Filadonna und dem in der C. Dodici (2338 m) hoch aufgebogenen Nordrande des Plateau der Sette Comuni tritt das 1200—1400 m hohe Plateau von Lافraun (Lavarone) unmittelbar ans obere Brentathal heran, dessen Eis hier noch bis 1550 m Höhe reichte, wie eine Ufermoräne am Ostabfalle des Hornberges (Cornetto 2052 m) gegen Lافraun bezeugt. Zahlreiche erratische Blöcke sowie südwärts gerichtete Schriffe verraten bei Lافraun, dass ein Gletscherast von stattlicher Breite auf jenes Plateau übergetreten ist. Von diesem stürzte er sich einerseits in das tief eingeschnittene Asticothal. Hier hat Negri 1887 seinen Pfad weiter verfolgt: er hat an der Mündung des Assathales bei Castelletto (845—887 m) und gegenüber bei

Tonezza (992 m) deutliche Ufermoränen gefunden und schliesslich um Arsiero ein kleines Moränenamphitheater nachgewiesen, in welchem unser Ausläufer des Etschgletschers in 350 m Höhe hart am Rande der Poebene endete. Die Moränenwälle krümmen sich östlich Arsiero thalabwärts, und vor ihnen liegt ein mächtiger Übergangskegel von Glacialschottern; doch beobachtete Negri auch eine ältere Nagelfuh, die er einer älteren Vergletscherung zuschreibt. Westlich Arsiero krümmt sich der Wall von S. Rocco (478 m) thalaufrwärts in das Thal der Posina; auch ihm liegt eine Schotterfläche vor, die bei Peralto und Castana eine typische Stauterrasse im Thale der Posina bildet. Es breitete sich der Asticogletscher bei Arsiero hammerförmig aus und verbante das Thal von Posina. Schräge geschichtete Schotter inmitten des Zungenbeckens östlich Arsiero verraten, dass hier zeitweilig ein See bestanden hat. Sowohl die Posina beim Betreten als auch der Astico beim Verlassen des Zungenbeckens durchschneiden Fels; doch liegen neben ihren heutigen Thälern die verschütteten älteren. Es handelt sich also nicht um Felschwellen in der Umrahmung des Zungenbeckens, sondern um epigenetische Thalstrecken. Eine solche findet sich auch an der Posina neben der Schotterterrasse von Peralto. Alle diese epigenetischen Thalstrecken liegen auf der Sonnenseite der verlassenen.

Assathal und Sette Comuni.

Ein Teil des auf die Hochfläche von Lafraun übergetretenen Eises hat sich auch über den Sattel von Vezena (1402 m) ostwärts in das Assathal erstreckt. Herr Trener teilte mir mit, dass dieser Sattel mit erraticen Gesteinen überstreut ist, und Negri hat 1887 weiter thalab gelegene Spuren dieses Gletscherastes beschrieben, welcher sicher auch, wie bereits Negri bemerkt hat, Zuflüsse vom hohen Nordrande des Plateaus der Sette Comuni, z. B. durch das Portulethal, erhalten hat. Konvergierende Ufermoränen bezeichnen bei Roana (992 m) und Camporovere (1059 m) westlich von Asiago sein Ende. Neben dem Assagletscher hat, wie Omboni zuerst dargethan und Negri näher ausgeführt, ein zweiter in die Gegend von Asiago gereicht, nämlich der Nosthalgletscher, welcher auf dem Plateau der Sette Comuni wurzelte und daher nur Kalkmaterial frachtete. Seine Umrahmung liegt nur eine kurze Strecke weit über 2000 m hoch; seine grossen Ufermoränen reichen bis 1000 m herab und lassen nur Raum für eine sehr schmale Gletscherzunge zwischen sich. Hiernach darf man auf eine Höhe der Schneegrenze von 1500 bis 1600 m schliessen.

Südlich von den Gletscherzungen des Assa- und Nosthales hat Negri in der weiteren Umgebung von Asiago nicht selten einzelne Geschiebe von Porphyrr und kristallinischen Schieferrn gefunden. Bis an das Asticothal reichend, weisen sie auf eine einstige grössere Ausdehnung des Assagletschers, während welcher dieser mit dem Asticogletscher in Berührung trat. Dass die östlichen von ihnen vom Brentagletscher von Valstagna her auf unser Plateau gebracht worden seien, wie Negri annimmt, erscheint uns nicht bewiesen.

Abzweigungen in der Nähe des Pasubio.

Die im Etschthal gebliebenen Eismassen erfuhren unterhalb Trient noch weitere Abzweigungen. Tiefe Einschnitte zwischen den Plateaus der Sette und der Tredici Comuni boten dazu auf seiner linken Seite mehrfach Veranlassung. Die erste Ab-

zweigung geschah bei Calliano; ein Ast des Etschgletschers floss über Folgareit (Folgaria) hinüber auf das Plateau von Lafraun, dem Asticogletscher zu. Das Massiv der Filadonna war also gänzlich von Eis umgeben. Bei Serrada trat unser Ast mit dem Eise in Berührung, das sich von Rovereto aus ins Terragnolothal, also in das Lenogebiet drängte; der Finocchio (1603 m) bei Rovereto war daher auch eine Insel in der Vergletscherung; ausgezeichnet entwickelte Ufermoränen legen östlich von ihm am Abfalle des Doss del Sommo (1671 m) die obere Gletschergrenze in 1470 m Höhe fest. Höher eine lehmige Karstoberfläche, tiefer Rundbuckelformen, auf denen ein Gletscherschliff bei Serrada bezeugt, dass ein Überfließen des Eises zum Thal des Leno von Terragnolo stattgefunden hat. Hier finden sich Quarzporphyrgeschiebe bis an den Nordfuss des Borcolapasses (1208 m), der ins Posinathal hinüberführt; ich traf solche noch an der Quelle nördlich vom Passe in 1000 m Höhe als sicheren Beweis dafür, dass ein Ast des Etschgletschers bis hierher gelangte. Aber ins Posinagebiet sind keine fremden Gesteine gebracht worden; unser Ast hat den Pass nicht überschritten, sondern hat stumpf im Terragnolothale geendet. Gleiches geschah mit dem Zweige, der sich ins Thal von Vallarsa erstreckte. Auch hier sind Quarzporphyrgeschiebe durch das ganze Thal gebreitet bis fast auf die Höhe des Piano della Fugazza (1165), der hinüber ins Gebiet der Leogra führt. Ich fand sie auf der tiroler Seite bis 1180 m hinauf, traf aber kein einziges auf der Vicentiner Seite. Etscheis hat den Pass nicht überflossen.

Diese stumpfen Enden des Etschgletschers sind nicht ohne weiteres zu verstehen. Wir können uns denken, dass ein Gletscher bis zum Anfang eines Seitenthales sich erstreckte und hier dicht an der Wasserscheide endete. Dann müssen aber die Schmelzwasser dieser Zunge einen Ausweg gehabt haben; sie müssen, wie es oft geschehen ist, über die Hintergehänge jenes Thales geflossen sein. Aber davon finden sich weder am Borcolapasse noch am Piano della Fugazza irgend welche Anzeichen. Denkbar wäre allerdings, dass hier im Kalkgebirge die Schmelzwasser unterirdisch abgelaufen seien, wie heute die des Karls-Eisfeldes auf dem Dachsteinplateau. Aber es darf auch nicht vergessen werden, dass unsere beiden Zungen des Etschgletschers zwischen Bergen von ansehnlicher Höhe geendet haben, welche ihrerseits Gletscher tragen mussten. Es liegt uns daher am nächsten, hier wie im Gaderthalgebiete eine Unterschiebung des Etschgletschers unter die Lokalgletscher des Terragnolo- und Vallarsathales anzunehmen, welche hier wie da bis hart an die Grenzen des Thales reichte, sodass dessen eigene Gletscher förmlich an die Wand gepresst waren und über die Wasserscheide überfließen mussten. Solches scheint am Borcolapasse geschehen zu sein. Nicht nur hat die Passhöhe jene breite Rundung, welche so viele vom Eise überflossen gewesen Pässe besitzen, sondern wir treffen auch südlich von ihm im Posinathale die Spuren eines Lokalgletschers, der bis Cervi (598 m) gereicht hat. Es ist sehr wohl denkbar, dass er über den Borcolapass hinweg vom Terragnolothale aus gespeist wurde. Auch der Piano della Fugazza hat, wie sein Name schon sagt, eine breite Passfläche. Aber ich konnte mich nicht vergewissern, dass von ihm auch Eis ins Leograithal gelangt sei, wünschön es nicht an Anzeichen dafür fehlt, dass sich hier ein kleiner Gletscher bis S. Antonio (551 m) erstreckt hat.

Etschthalgletscher und Loppiothal.

Das Oberflächengefälle des Etschthalgletschers wurde durch die geschilderten Abzweigungen nicht sichtlich beeinflusst. Viel massgebender war, dass sich das Etschthal, ganz unähnlich den meisten grossen Alpenthälern, gegen seinen Ausgang hin mehr und mehr verschmälert; seine Mündung ist verkehrt trichterförmig. Mehr und mehr wurde daher sein Gletscher eingeeengt; sein Querschnitt, unterhalb Trient zwischen dem Massive der Filadonna und dem Bondonerücken noch 6 km breit, hielt sich bis unterhalb Mori noch in ähnlichen Maassen, dann ward er bei Ala durch die Vignola, einen

östlichen Vorsprung des M. Baldo-Zuges auf einmal auf 3 km verringert. Durch das nun folgende Engthal war der Abfluss des Eises gehindert, dieses blieb thalaufwärts noch bis über 1300 m gestaut; es hinterliess, wie mir die Herren Hassinger und Götzingler mitteilten, westlich von Brentonico am Abfalle des Campo eine deutliche Ufermoräne in 1320 m Höhe, und in dieser Höhe zieht sich eine Schriffkehle nördlich der Vignola entlang. Wir haben also von Trient bis hierher nur ein Eisgefälle von etwa 13 ‰; im Engthale unterhalb Ala war es dreimal so steil (40 ‰); vom Wege auf die lessinischen Berge hinauf zur „Sega“, unweit Avio, sieht man eine deutliche Ufermoräne an der Malga Buragno (1176 m); man verlässt hier das Gletschergebiet in 1000 m Höhe. Tiefer erratische Blöcke und nicht selten Gletscherschliffe, höher Karstformen. Weiter abwärts vermochte das Eis nicht mehr die schmalen Rücken zu überschreiten, die die rechte Seite des Etschthales begleiten; es kam nicht hinauf nach Spiazzi (836 m) und Madonna della Corona (774 m); erst hart am Fusse des Gebirges konnte es ihn überfluten.

Das durch die Enge des unteren Etschthales bei Rovereto und Riva noch hoch gespannte Eis konnte durch das sich im Durchschnitte nur auf 220 m erhebende Querthal von Loppio zwischen dem Bondonerücken und dem M. Baldozug mit dem Gardagletscher ausgiebig in Berührung kommen. Fehlen auch zwingende Beweise, so spricht doch die ganze Konfiguration des Landes dafür — die Breite der Kontakte war an der Eisoberfläche 7 km —, dass ein guter Teil Etschthaler Eises durch jenes Querthal in die Gardaseefurche abgeflossen ist.

Lokale Gletscher zwischen den Ästen des Etschgletschers; Schneegrenze am Alpensaume.

Die Erhebungen, zwischen welchen sich der grosse Etschgletscher zersplitterte, waren hoch genug, um eigene Gletscher zu tragen. Neben den kleinen Gletscherzungen in der Fortsetzung der beiden Leno-Äste hat der Ostabfall der mächtigen Erhebung des Pasubio (2236 m) und seiner Nachbarn in den vicentiner Alpen noch eine Menge kleinerer Gletscher genährt. Ein solcher wurzelte in dem grossen Felsenzirkus am Ostabfalle des M. Obante (2043) und zog sich ins Agnothal herab, wo wir bei Parlatti (629 m) oberhalb Recoaro gekritzte Geschiebe, beim letztgenannten Orte aber eine typische Niederterrasse fanden. Ein solcher Gletscher setzt eine Höhe der Schneegrenze von 1400 m Höhe voraus.

Auf eine ähnlich tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze am Ostabfalle der Vicentiner Alpen weisen Spuren höchst eigentümlicher Gletscher hin, auf welche zuerst Tornquist 1901 aufmerksam gemacht hat. Am Fusse der steilen Wände, mit welchen der Hauptdolomit über den Wengerer Schichten abbricht, finden sich ihre Trümmer in Form von deutlichen Wällen, welche die Anordnung von Stirnmoränen kleiner Hängegletscher haben oder wenigstens am Fusse eines verschwundenen Schneefleckens abgelagert worden sind. Beispiele der ersteren Anordnung hat Tornquist aus der Gegend von Recoaro beigebracht; weitere Beispiele liefert die Fussregion der Wände des M. Forni Alti (2026 m) in der Gegend von Posina; typisch ist der halbmondförmig gebogene Wall am Fusse des Soglio Rosso (1871 m) nordöstlich des Piano della Fugazza; dagegen dürfte der am Fusse des M. Majo (1500 m) zwischen Posina und Laghi bei Xausa befindliche Trümmervorsprung die Basis eines verschwundenen Schneefleckes sein.

Nicht alles, was Tornquist als Moränen beschrieben und kartiert hat, kann als solche gelten. So trage ich Bedenken, die Schuttablagerung, welche sich nördlich Schio am Südostabfall des Summano (1299 m) bis nach Timonchio (224 m) herabzieht, als Moräne zu erklären: Inhaltlich fehlen gekritzte Geschiebe und äusserlich Wallformen. Es liegt hier ein grosser Schuttstrom vor, wie er heute noch z. B. vom Agno oberhalb Recoaro aufgeschüttet wird. Ein ganz ausgezeichneter solcher Schuttstrom liegt zwischen Recoaro und Valli dei Signori bei Staro: mächtige grobe Trümmernmassen mit breiter steil ansteigender Oberfläche, deren Lehmbedeckung auf höheres Alter weist. Vielleicht sind sie mit Breccien auf der Höhe unmittelbar nordwestlich von Valli dei Signori, sowie bei Contrada Cavion im Leograthale im Beziehung zu bringen, vielleicht auch mit den Ablagerungen von Ramaise, am Westende unseres Schuttstromes, die Tornquist als Moränen deutet. Es ist unverkennbar, dass während der Eiszeiten die Zerstörung der Dolomitwände im Vicentinischen viel lebhafter vonstatten ging als heute, und dass die entstandenen Trümmer sich nicht bloss in Wallform am Saume von Gletschern und Schneefeldern ablagerten, sondern auch von Wassern ergriffen und eine Strecke weit fortgeschafft wurden, bis sie liegen blieben; indem sich dies wiederholte, entstanden die grossen Schuttströme, von denen ich den von Staro einer älteren Eiszeit zuweisen möchte.

Neben dem Agnogletscher scheint in den lessinischen Bergen das Ilassithal einen Gletscher gehabt zu haben. Er wurzelt an der Cima Carega (2263 m) und zeigt im Gegensatz zu den übrigens aus minder grosser Höhe kommenden Thälern der lessinischen Berge eine von Nicolis (1882) verzeichnete Schotterterrasse.

Lokale Gletscher dürfte endlich auch der M. Baldo-Zug getragen haben. Sein First nimmt in der Umgebung des M. Maggiore (2200 m) und des Altissimo (2073 m) Karlingcharakter an. Wie weit aber in den Karen sich Gletscher erstreckt haben, ist noch nicht festgestellt. Nach der Höhenlage der Karsohlen möchte ich auf eine eiszeitliche Schneegrenze in 1700 m schliessen, also auf eine erheblich höhere Lage derselben als am Ostabfalle der Vicentiner Alpen. Der letztere stellt heute die Regenseite dar, die viel wasserreicher und grüner ist als die Umgebung des Gardasees. Die Nähe der Adria macht sich im Vicentinischen viel mehr geltend als in den Veroneser und Brescianer Bergen. So wiederholen sich am Südabfalle der Alpen in der Lage der eiszeitlichen Schneegrenze Züge, die an solche der gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse erinnern, wie denn auch im Etschgebiete wie auf der Nordseite der Alpen ein Ansteigen jener Grenze nach dem Innern des Gebirges hin sich geltend macht.

Chiese-Gletscher.

In das Gefolge des grossen Etschgletschers gehört auch der Gletscher des Chiesethales. Dieser wurzelte gleich dem ihm benachbarten Sarcagletscher in der Adamellogruppe und erfüllte eines von deren grossartigen Trogthälern, das menschenleere Val di Fumo, welches weiter abwärts den Namen Val di Daone annimmt. An der Grenze beider Thalstücke dürfte das Eis, nach der Darstellung von Aegerter's Karte (Zeitschrift d. D. u. Oe. Alpenvereins 1903) zu urteilen, noch über 2000 m Höhe erreicht haben. Aber beim Erreichen der Judicarienlinie war seine Oberfläche bereits auf etwa 1400 m herabgesunken. Hier bekam es einen mächtigen Zufluss über den Sattel von Roncone aus dem Sarcagebiete. Dieser Sattel folgt der genannten tektonischen Linie zwischen der Sarca im Rendenathale und dem Chiese in Val Buona; gegen beide Thäler fällt er stufenförmig ab. Dabei trägt er den Formenschatz eines vom Eise ausgestalteten Längssattels; langgedehnte Rippen sind herausgearbeitet und dazwischen schmale Furchen eingetieft, in denen, gestaut durch Schuttkegel, kleine Wasseransammlungen auftreten. Das ganze ist überstreut mit z. T. ganz riesigen Tonalitblöcken, welche ich unweit der Sattelhöhe am Abfalle der Maima (1705 m)

gegen Lardaro bis 1425 m Höhe verfolgte. Höher noch, bis gegen 1500 m, steigen hier Ufermoränen an. Die Verbindung zwischen Sarca- und Chiese-Gletscher über den Sattel von Roncone lag also schon unter der eiszeitlichen Schneegrenze.

Im Val Buona senkte sich die Oberfläche des Chiese-gletschers so rasch, dass er die wenig über 1300 m ansteigenden Sättel gegen das östlich gelegene Ledrothal nicht mehr zu überfluten vermochte; unter dem südlichen derselben, dem von Rongo (1312 m) strandete er erratische Blöcke, wie Lepsius bemerkte und mir Herr *Trener* bestätigte, in etwa 1200 m Höhe; am steilen Abfalle unter dem nördlichen, dem von Giovo (1329 m) fand ich die oberste Tonalite schon in 1050 m Höhe. Dicht oberhalb seines Endes erhielt der Chiese-gletscher noch einen Zufluss aus den südlichen Vorlagen der Adamellogruppe im Thale von Caffaro, wo Lepsius Gletscherschliffe und namentlich bei Bagolino erratische Tonalitblöcke gefunden hat. Über die Verbindung, welche durch das Ampolathal mit dem in das Ledrothal eingedrungenen Aste des Gardagletschers bestanden haben kann, berichten wir S. 885.

Der Chiese-gletscher hat eine wesentlich andere Gefällsentwicklung als der Etsch-gletscher. Seine Oberfläche senkte sich durchweg rasch und zwar namentlich auch in seinen oberen, in der Adamellogruppe gelegenen Partien, wo ihr Gefälle fast 40 ‰ war; geringer (etwa 25 ‰) war dasselbe im Val Buona nachdem unser Gletscher vom Sarcagebiete den stattlichen Zufluss über den Sattel von Roncone erhalten hatte. Dass dieser Zufluss aber aus dem Sarcathale selbst herkam, ist uns angesichts der geringen erratischen Höhen, die wir um Tione fanden (S. 861), weniger wahrscheinlich, als dass es sich um den vom Sarcagletscher nach Süden gedrängten Gletscher des Breguzzothales handelt, das heute seinen Abfluss, den Arno, der Sarca zusendet.

VI. Die Moränenamphitheater des Etschgletschers und seine Nachbarn.

Das Moränenamphitheater des Gardasees. Die Jung-Endmoränen. Der Übergangskegel. Innere Jungmoränenwälle. Altmoränengürtel. Abschwenken des Altmoränengürtels und seine Entblössung. Gliederung des Altmoränengürtels. Schotterfelder der Altmoränen; Hügel von Castenedolo. Der pliocäne Mensch von Castenedolo. Altmoränen am M. Moscal; Volpino. Schotter von Portese. Gliederung der Glacialbildungen am Gardasee. Der Gardasee. Ufermoränen. Gefällsverhältnisse des Gardagletschers. Einzelbeobachtungen am Gardagletscherufer. Cozzaglios Ansichten. Ablagerungen innerhalb der Ufermoränen; Scagliascholle von Torri. Jungtertiär von Salò.

Ledrothal. Zungenbecken des Idrosee. Terrassen des Chiesethales. Interglacial im Vrendathale. Moränenamphitheater von Rivoli Veronese; Veroneser Klause. Etschthalsee. Altmoränen und ältere Schotter am Ausgange des Etschthales.

Aufschüttung der Poebene südlich vom Gardasee und seinen Nachbarthälern.

Das Moränenamphitheater des Gardasees.

Das Moränenamphitheater des Gardasees ist das grösste unter denen auf der Südseite der Alpen. Es erinnert durch seine Ausdehnung an die grossen Moränenbogen, die sich in das nördliche Alpenvorland hinein erstrecken, und hat speciell mit dem des Isargletschers die zungenförmige Gestalt gemein: im Parallel von Salò lehnt es sich zwischen Tormini und Costermano mit einem Durchmesser von 21 km an den Fuss der Alpen und erstreckt sich von hier bis Volta Mantovana 33 km weit in die Poebene hinein. Dabei verbreitert es sich zwischen Montichiari und Sommacampagna auf 36 km, doch geschieht dies grösserenteils infolge des Abschwenkens der äusseren Moränen. Mit diesen an nordalpine Verhältnisse erinnernden Massen der Horizontalentfernungen paaren sich südalpine Höhenverhältnisse: der Jung-End-

moränengürtel überragt an den Seiten des Bogens den umschlossenen Seegrund um beinahe 500 m ¹⁾, und selbst die Stirn des Bogens erhebt sich noch mehr denn 300 m darüber. Seine grössten Höhen liegen im Westen. Hier steigen der M. Cassaga bis 366 m, der benachbarte M. Forca bis 367 m an. Etwas geringere Höhen erreichen auf der Ostseite die Jungmoränen, die am M. Moscal gestaut sind (330 m); aber auch durchschnittlich bleiben die Moränen im Osten an Höhe hinter denen des Westens zurück; sie entfernen sich jedoch weiter von der Mittellinie des Amphitheaters, welche nicht wie die des im Gebirge eingeschlossenen Teiles des Gardasees südsüdwestlich, sondern rein meridional verläuft. Im Süden gipfelt der Hauptwall der Jung-Endmoränen bei Castiglione delle Stiviere und bei Solferino auf der rechten Seite des Amphitheaters mit 200 und 206 m, während er im Südosten bei Custoza nur 172 m erreicht.

Die Jung-Endmoränen.

Wie beim Rheingletscher erreichen die Jung-Endmoränen gewöhnlich in ihrem äussersten Walle ihre grössten Höhen, welche die Vorlagen nicht selten um 100 m überragen. So ist es im Westen im Bereiche der höchsten Moränen, so aber auch im Süden bei Castiglione, Solferino und Custoza; nur im Osten erscheinen die Jungmoränen minder imposant über dem neben ihnen hochaufgeschütteten Niederterrassenfeldern der Etsch. Der äusserste Jung-Endmoränenwall hängt auch mehr zusammen als die inneren und kann unschwer in der Natur und auf guten Karten verfolgt werden. Doch darf man sich ihn durchaus nicht etwa als ununterbrochen vorstellen. Seine Kammlinie wellt vielmehr auf und ab; zwischen hoch aufgeschütteten Partien eröffnen Lücken, wie z. B. bei Lonato, den Eingang ins Amphitheater; auch zersplittert sich der Hauptwall nicht selten in mehrere Einzelwälle; weithin kann man deren zwei verfolgen, bei Lonato und Solferino sogar deren drei. Manchmal auch stellen sich vor dem Hauptwallsysteme noch niedere Wälle ein, welche sich ein Stück weit in die Ebene hineinstülpen. Die Südspitze des Amphitheaters bei Volta Mantovana ist eine solche Ausstülpung, ihre grössten Höhen (127 m) bleiben erheblich hinter denen des benachbarten Hauptwalles (181 m) zurück. Dieser ist nur selten durchbrochen. Der Tesino tritt bei Costermano durch eine schmale Öffnung ins Amphitheater herein, der Mincio und Tione durch solche daraus heraus; vom Wasser verlassen ist der Durchbruch, der die Lage von Castiglione delle Stiviere bestimmt.

Der Übergangskegel.

Vom Hauptwalle der Jung-Endmoränen fällt ein breites Schotterfeld anfänglich ziemlich steil, um dann allmählich in die Poebene überzugehen. Wo der Übergangskegel angeschnitten ist, zeigt sich eine Verzahnung zwischen Schottern und Moränen, so am Mincio bei Valeggio (Fig. 116), so insbesondere bei Pastrengo (Fig. 117), wo die Etsch Hauptwall und Übergangskegel unterwaschen hat. Hier schiebt sich eine mächtige Schottermasse wie ein Keil zwischen eine liegende Moräne und den aufgesetzten Endmoränenwall. Weit dringen die Schotter nicht in das Moränengebiet ein. Dies erkennt man deutlich in der tiefen Schlucht des bei Garda in den See mündenden Tesinoflusses (Fig. 119). Es ist der einzige, welcher das Moränengebiet in zentripetaler Richtung quer durchmisst. Seine Schlucht offenbart dort, wo sie in

1) Es ist hier, wie im *Système glaciaire* der Seegrund innerhalb des Amphitheaters, nicht die tiefste Stelle des Sees gemeint.

jenes eintritt, eine wiederholte Wechsellagerung von Schottern und Moränen; letztere nehmen an Mächtigkeit seewärts zu, während sich die Schotter ausdünnen; schliesslich werden diese durch die Moräne, welche das Seebecken oberflächlich auskleidet, schräge abgeschnitten. Hier vergewisserte ich mich zuerst, dass die Ablagerung der Niederterrassenschotter nicht, so wie ich früher angenommen, zeitlich und räumlich der Vergletscherung vorausgegangen ist, sondern an deren Saume wesentlich gleichzeitig mit der Maximalausdehnung des Eises entstand.

Innere Jungmoränenwälle.

Nach dem Gardasee stuft sich die Moränenlandschaft regelmässig ab. Der Weg vom See zu den höchsten Moränen des Westens geht wie auf einer Treppe aufwärts. Die Stufenkante ist gewöhnlich von einem Moränenwalle gekrönt, die Stufenfläche aber wird von Schottern gebildet; doch fehlt dann und wann auch der Moränenwall, und die Stufe fällt ohne einen solchen ab. So ist es z. B. südlich Desenzano an der Strasse nach Castiglione delle Stiviere (Fig. 115). Die innern Wälle haben viel sanftere Formen als die äusseren, und während diese gar nicht selten mit grossen Blöcken förmlich überstreut sind, sowie eckigen Schutt enthalten oder auch wahre Schottermoränen sind, wie bei Lonato, bestehen jene vornehmlich aus Grundmoränenmaterial. Gegen den Mincio hin nehmen die Schotterflächen zwischen den Wällen an Breite erheblich zu; Verzahnungen von Schotter und Moränen sind an den Steilufern wiederholt entblösst. Der Zusammenhang der innern Wälle ist ein geringerer als der der äusseren; es gelingt nicht, einen bestimmten Zug auf grössere Entfernung zu verfolgen. Auf unserm Nebenkärtchen S. 853 haben wir die auf den italienischen Messischblättern verzeichneten Wälle und Stufenränder übersichtlich darzustellen versucht. Man erkennt, dass es sich um ziemlich verwickelte Anordnungen handelt, dass die inneren Wälle bei Lonato, S. Martino und Bardolino Bögen beschreiben, welche in den äusseren nicht entgegnetreten, während sie umgekehrt einen einspringenden Zacken südlich vom ausspringenden Lappen von Volta zeigen. Zwischen den Moränenwällen haben wir zwei grössere Flüsse, im Süden des Amphitheaters den Redone, der dem Mincio zufliesst, im Osten den Tione, der das Gletschergebiet selbstständig verlässt. Beide Flüsse scheiden die den See umgürtenden flachen Wälle — es sind deren gewöhnlich zwei — vom Hauptwalle der Jung-Endmoränen und seinem Gefolge; man kann auch hier häufig zwei Züge unterscheiden. Möglicherweise ist diese hydrographische Trennung von geologischer Bedeutung: vielleicht gehört die Gruppe der umklammerten Wälle einer wesentlich späteren Zeit an, als der Hauptwall sammt Gefolge.

Demnach würden wir drei Gruppen von Jungmoränen zu unterscheiden haben: 1) die liegenden Moränen von Pastrengo, 2) die Jung-Endmoränen, 3) innere Jungmoränenwälle.

Eine eigentümliche Ausstülpung zeigt das Moränengebiet in der Gegend von Salò nach Westen. Der Hauptwall biegt sich bis an den Lauf des Chiese heran; dieser umfließt ihn bei Tormini und schneidet dabei wie auch weiterhin bei Gavardo in Fels ein. Der Ausstülpung des Moränengebietes folgt eine Bucht des Gardasees, die von Salò. Unverkennbar ist es der Gardaseegletscher gewesen, welcher den Chiese zur Seite schob und ihn nötigte, in 220 m Höhe den Weg zwischen M. Covolo (554 m) und den Brescianer Bergen anzuschauen.

Altmoränengürtel.

Lediglich an der Westseite des Amphitheaters begegnen wir dem Rest eines äusseren Moränengürtels. Er bildet das Fundament für die höchsten Moränenwälle

der Seeumrahmung, vor diesen treffen wir keinen Übergangskegel an. Jung- und Altmoränen stossen hier längs einer 6 km langen Linie unmittelbar zusammen, die südlich vom M. Covolo beginnt und sich durch die Gemeinden Moscoline, Castrezone bis Carzago zieht (vergl. Fig. 114 S. 873 u. Tavoletta Manerba fogl. 48 IV SO), so zwar, dass die nördlichen Vorlagen des M. Faita (357 m), der M. Serino (355 m), der M. Cassaga basso (339 m), der M. Guarda (307 m), der M. del Corno (262 m) und der M. Colombone (261 m) die westlichsten Wälle der Jungmoränen bilden, welche sich an der erstgenannten Örtlichkeit an höhere Altmoränen schmiegen, während sie weiter im Süden die letzteren ansehnlich überragen, so wie es unser Vollbild zeigt. Der Gegensatz zwischen beiden ist hier ein höchst auffälliger. Im Osten die hohen Wälle der Jung-Endmoränen mit frischen Formen, überstreut mit Felsblöcken; jede Schürfung des Bodens legt in geringer Tiefe das frische, unzersetzte graue Moränenmaterial bloss. Im Westen unmittelbar anstossend ein flachwelliges Gelände; noch leuchtet die Wallform durch, aber sie ist verwischt, gealtert. Kein Block auf ihrer Oberfläche, alles überdeckt mit einem zähen, rotbraunen Lehm, der in etwa 2 m Mächtigkeit sich allen Unebenheiten anschmiegt. Die zahlreichen Hohlwege erschliessen darunter Moräne, die oberflächlich gänzlich zersetzt, wenn auch nicht ferretisiert und tiefer gewöhnlich ziemlich fest verkittet ist; sie erscheint hier nagelfluhartig.

Die Strasse von Tormini nach Benecco (vergl. Tavoletta Salò fogl. 48 IV NO) zeigte 1892 die im Systeme glaciaire näher beschriebene unmittelbare Auflagerung der Jungmoränen auf die verwitterten Altmoränen, welche 1894 von der Glacial-Exkursion des 6. internationalen Geologenkongresses besucht worden ist. Die Stelle — am Westfusse des Dosso Rossini (Fig. 114) gelegen — ist seither verstürzt und lässt kaum noch die Lagerungsverhältnisse erkennen. Aber die gesammte Situation lässt hier wie auch weiter südlich keinen Zweifel darüber, dass die Jungmoränen den Altmoränen aufsitzen; so sah ich 1904 z. B. westlich vom M. Corno an der Südgrenze der Gemeinde Castrezone unweit Casa Fornace einzelne kleine Haufen Jungmoränenmaterial auf den Altmoränen. Weiter nördlich zeigt sich ferner folgendes: Südlich von M. Covolo streicht am Chiesethale unter den Altmoränen Nagelfluh aus, die nach ihrem Gesamthabitus der zu ihnen gehörige Schotter ist. Dieselbe Nagelfluh tritt aber auch an der Innenseite der Ausstülpung von Tormini unter den Jungmoränen des Dosso Rossini (Fig. 114 S. 873) an der Strasse von Tormini nach Cunettone, längs der Strassenbahn nach Salò zu Tage; zahlreiche abgewaschene Blöcke dieser Nagelfluh finden sich stellenweise in ihrem Hangenden.

Abschwenken des Altmoränengürtels und seine Entblössung.

Südlich Carzago entfernen sich Alt- und Jungmoränen von einander. Erstere begleiten den Chiese in südsüdwestlicher Richtung, um sich erst bei Montichiari nach Südosten umzukrümmen; letztere ziehen sich südwärts mit kleiner Abweichung nach Osten gegen Castiglione, wo sie sich nach Südosten wenden. Ein breiter und breiter werdendes Niederterrassenfeld schaltet sich zwischen beide ein, und zwar geschieht dessen Verbreiterung auf Kosten der Altmoränen; diese bilden von Calcinato an lediglich einen häufig unterbrochenen Hügelzug, der bei Carpenedolo (Fig. 115 S. 873) endet. Auf diesen Hügeln ist die Lehmbedeckung und die Entwicklung der Verwitterungskruste geringer als sonst auf den Altmoränen; betonartig aussehend, ganz anders als die schüttigen Jung-Endmoränen, gehen dieselben z. B. in dem grossen Wasserrisse von S. Pancrazio nackt zu Tage.



Jung-Endmoräne des Garda-See-Gletschers in der Gemeinde Castrezzone.

Von den Alt-Moränen bei Piazza gesehen.

Nach einer Photographie von Professor Hans Crammer.

Diese Tatsache hat 1895 Stella veranlasst, weniger Gewicht, als wir es tun, auf das Vorhandensein der Verwitterungskruste auf den äusseren Moränen zu legen und diese mit den inneren einer einzigen, allerdings zweiphasigen Vergletscherung zuzuweisen, die er in sein oberes Diluvium rechnet. Dem gegenüber muss ich hier betonen, dass die Verwitterungskruste die Altmoränen allenthalben, rings um die Alpen herum begleitet und dass dort, wo sie fehlt, sich allenthalben Anhaltspunkte dafür ergeben, dass sie zerstört worden ist. So ist es auch, wie ich mich im Frühjahr 1904 überzeugte, in unserm Gebiete. Bereits bei Carzago zeigt die Lehmhülle der Altmoränen Lücken: letztere schimmern an den Spitzen der kleinen Hügel durch, und die Umgrabungen der Weinberge fördern ziemlich frisches Moränenmaterial. Aber an den Hügelflanken findet sich noch mächtiger, braunroter Lehm, und tiefere Einschnitte legen hier allenthalben darunter verwitterte Moräne bloss. Schliesslich kommt infolge der Abspülung auf den Hügelkuppen das frische Moränenmaterial zu Tage. Dieser Sachverhalt lässt sich bis in die Gegend von Ponte S. Marco hin verfolgen, nur werden die Ausbisse frischer Moränen grösser und grösser. Am grössten sind sie schliesslich auf den isolierten Hügeln der Reihe Calcinato-Montichiari-Carpinedolo, wo sie auch auf den Flanken auftreten. Eine genaue Betrachtung dieser Flanken zeigt, dass es sich hier unmöglich um ursprüngliche Moränenböschungen handeln kann. Die Hügeloberfläche setzt gegen sie mit einem Knicke ab: bei der ringsherum erfolgenden Aufschüttung der Niederterrassenschotter sind die Hügel unterschritten worden und haben ringsherum Steilränder erhalten; an diesen beisst das frische Moränenmaterial aus. Die rote Lehmbedeckung beschränkt sich daher auf die Stellen der Hügelhöhen, wo sie der Abspülung trotzen konnte. Man trifft sie z. B. in den Einsattelungen des Hügels von Montichiari. An den Hügel von Castenedolo knüpft sich sogar ein ganzer Schweif herabgeschwemmten Lehms, welcher in mehreren Ziegeleien ausgebeutet wird. In den Gruben von Azzi am Nordfusse des Hügels sah ich 1890 folgendes Profil:

1.5 m Lehm mit Steinlagen,

1 m brauner zäher Lehm,

1 m gelblicher, lössähnlicher Lehm mit Schneckenschalen, nach den Bestimmungen von F. Sandberger von: *H. arbustorum* L., *H. sericea* Drap. *Chondrula Monodon* sp. n.

1,5 m zäher brauner Lehm.

Alle diese Schichten fielen sanft vom Hügel gegen die Ebene ab. Der Hohlweg, der jenen durchsetzt, legt unter 2—3 m zähem braunem Lehm oberflächlich verwitterte Grundmoräne mit prächtig gekritzten Geschieben bloss.

An einer Stelle schien es, als ob dem Zuge der äusseren Moränen jüngere aufgesetzt seien. Wenig östlich der Eisenbahnstation Ponte S. Marco erschloss 1904 ein zwischen Landstrasse und Eisenbahn neben ersterer angelegter Graben etwa 1 m frischer Moräne über 4—5 m locker zementierter oberflächlich verwitterter Moräne. Eine genauere Untersuchung ergab, dass die hangende Moräne nicht durchweg frisch, sondern mit Verwitterungslehm gemischt ist. Sie stellt Material dar, das bei Anlage des Strasseneinschnittes über die benachbarten lehmbedeckten Felder gebreitet und dann beim Ausheben des Grabens wieder durchschnitten worden ist.

Gliederung des Altmoränengürtels.

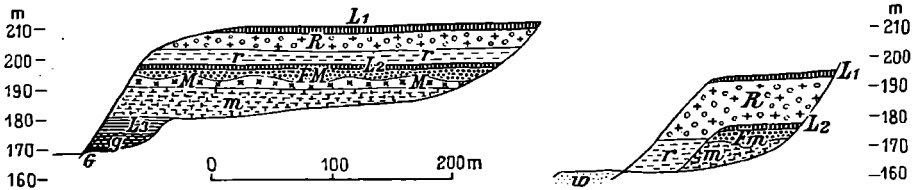
Die Steilufer des Chiese unterhalb der Enge von Gavardo geben einen ausgezeichneten Einblick in die Zusammensetzung des äusseren Moränengürtels und lassen erkennen, dass er aus zwei übereinandergelagerten Serien von Moränen besteht, die durch eine Verwitterungskruste von einander getrennt werden. Unter den Altmoränen, deren verwitterte Oberfläche wir eben kennen gelernt haben, und unter den mit ihnen verknüpften gewöhnlich zu Nagelfluh verkitteten Schottern findet sich zwischen Calvagese und Cantrina (Tavoletta 47 I. SE Bedizzola) ein Lager braunen Lehmes, unter welchem sich ein typischer roter Ferretto erstreckt, hervorgegangen bei der Verwitterung eines liegenden Komplexes von Nagelfluh und Moräne. Der beste Aufschluss liegt am Chiese knie unter Torre zwischen Calvagese und Mocasina. Er ist bereits im Système glaciaire (S. 49) beschrieben worden. Unser umstehendes Vollbild gibt ihn nach einer Photographie meines Freundes Hans Crammer wieder. Wir sehen oben (Fig. 112. S. 872.)

2 m Glacialschotter *r* mit gekritzten Geschieben, welcher landeinwärts unter Grundmoräne *R* verschwindet, der eine Decke braunen Lehms *L*₁ aufgesetzt ist.

Darunter im Niveau des Mannes 1.5 m brauner Lehm *L*₂.

Der Mann steht auf der Oberfläche einer Ferretto-Lage *FM* von 2 m Mächtigkeit, welche sackförmig in eine liegende Grundmoräne *M* mit deutlich gekritzten Geschieben und 2 m Mächtigkeit eingreift.

Ohne scharfe Grenze folgt darunter 12 m Nagelfluh *m*, vornehmlich aus Geröllen von grauen Kalken bestehend, aber auch solche von Porphyr und Tonalit enthaltend.



Aufschlüsse am linken Chieseufer.

Fig. 112 (links) Schlucht von Torre nördlich Mocasina. Fig. 113 (rechts) Schlucht nördlich Masciaga. *G* Kalkmoräne, *g* Kalkbreccie, *L*₃ lichter Lehm, *m* Nagelfluh, *M* liegende Moräne, *FM* und *Fm* Ferretto, *L*₂ brauner Lehm mit Diatomeen, *R* hangende Moräne, *L*₁ hangender Lehm.

Unter dieser Nagelfluh begegnen wir dort, wo der zweite Mann steht, ein drittes Lehmlager *L*₃, lichter als das obere, an Bänderthon erinnernd, 5 m graue Kalkbreccie *g* bedeckend, die im Vordergrund des Bildes entgegentritt; darunter lagert graue mergelige Grundmoräne *G*, lediglich Kalkgeschiebe enthaltend, die öfters deutlich gekritz sind.

Das, was in diesem grossen und sehr deutlichen Aufschluss nicht zu sehen ist, offenbaren der hier endende, von Osten kommende Wasserriss und der Hohlweg der Strasse, die von Mocasina zu ihm herabführt. Hier sieht man, wie gleichfalls schon im System glaciaire erwähnt, den hangenden braunen Lehm *L*₁, darunter die obere Moräne *R* mit ihrer Verwitterungshaube Schotter *r* bedeckend, der auf braunem Lehm *L*₂ aufruht. Unter diesem wird gerade noch der rote Ferretto *FM* sichtbar.

Dieser braune Lehm *L*₂ und der Ferretto *FM* darunter orientieren uns in den übrigen Aufschlüssen. Sie kehren thalaufwärts in den Schluchten oberhalb und unterhalb Burago wieder und scheiden hier hangende Moränen und Schotter (*R* und *r*) von liegenden Schottern (*m*); unter letzteren findet sich am Südfusse des M. S. Martino die lediglich wieder Kalkgeschiebe führende Moräne *G*; am Ende der nördlichen Schlucht wird sie von einem groben Konglomerate bedeckt, das sich scharf von ihr scheidet, Tonalitblöcke enthält und allmählich in den mehr oder weniger verkitteten Schotter *m* übergeht. Ein ganz kleines Vorkommnis des Ferretto *FM* fand sich endlich nördlich vom M. S. Martino gegenüber Gavardo, zwischen den Felsauftragungen des M. S. Martino und des M. Covolo in Graben südöstlich vom Hofe Le Schiave.

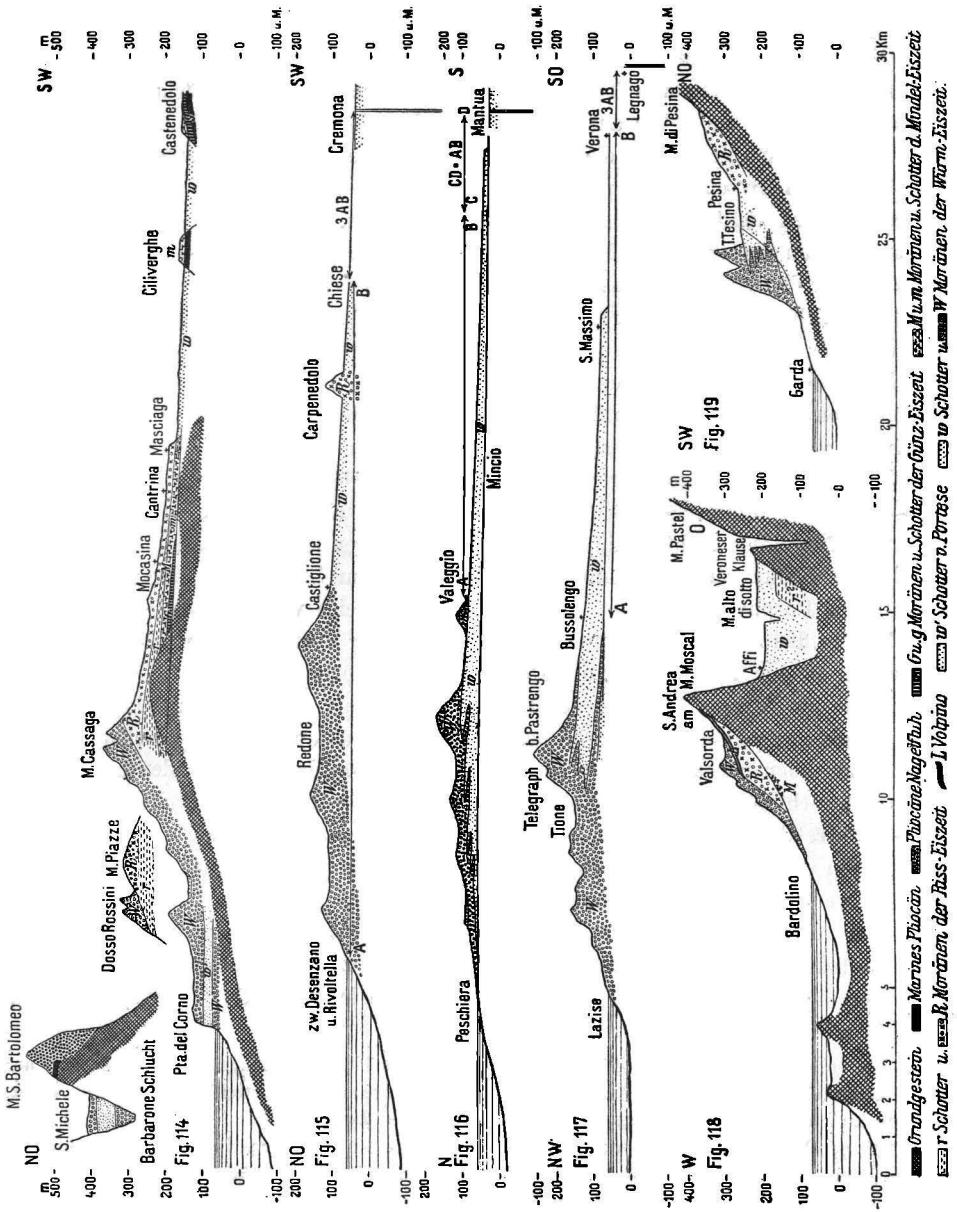
Südlich von Calvagese liefert das Steilgehänge am Chiese nordwestlich von Cantrina ein Profil von etwa 100 m Länge. In 175 m Höhe tritt das Ferretto-Lager mit seiner Lehmdecke entgegen, überlagert von Moräne, unterteuft von losen Gerölle, das nach unten in eine ziemlich feste Nagelfluh übergeht. In der Nachbarschaft streicht, wie Cacciamali 1896 mitteilte, am Fusse des Gehänges älteres Gestein, vermutlich Oligocän aus. Weiter flussabwärts ergibt die Schlucht von Masciaga eine etwas andere Anordnung (Fig. 113). Von oben nach unten fortschreitend, durchmisst man zunächst die lehmbedeckten Hangendmoränen *R*; unter diesen stellt sich, wie gewöhnlich, der dunkle Lehm *L*₂ mit seiner Unterlage von Ferretto ein. Weiter abwärts hören beide auf, die Moräne reicht tiefer herab als vorher, den braunen Lehm und den Ferretto



Aufschluss von Torre zwischen Calvagese und Mocasina. Schotter der Riss-Eiszeit (*r*) überlagern Moräne (*M*) und Nagelfluh (*m*) der Mindel-Eiszeit. Dazwischen brauner Lehm (*L₂*); darunter lichter Lehm (*L₃*) und Kalkbreccie (*g*).

Nach einer Photographie von Professor Hans Crammer vergrößert.

abschneidend, wobei ersterer in sie hinein geschleppt erscheint. Dann stellt sich unter ihr grobes Geröll mit gekritzten Geschieben des Schotter r ein, der hier nicht mehr dem Ferretto auf, sondern angelagert ist.



Aus dem Lehme, welcher sich zwischen dem Ferretto und den hangenden Schottern bez. Moränen längs des Chiese bei Bedizzole im Thälchen zwischen Masciaga und Cantrina findet, hat Corti 1895 eine Diatomeenflora von 27 Arten nachgewiesen, aus dem Lehme der Schlucht von Calvagese eine solche von 21 Arten, von welch letzteren 13 auch in Bedizzole wiederkehren, sodass es sich um eine Gesamtflora von 35 Arten handelt. Davon sind nach Corti's Tabelle

18 alpine und 4 nivale Arten; der Rest gehört den Alpen und der Ebene an. Corti weist die Ablagerung in eine erste Phase der Gletscherausdehnung und spricht wegen der Häufigkeit des Genus *Cyclotella* von einem glacialen Stausee im Chiesethale. Nach seiner Tabelle aber kommt genanntes Genus gar nicht in unserer Ablagerung vor.

Schotterfelder der Altmoränen; Hügel von Castenedolo.

Die mit den hangenden Altmoränen verknüpften Schotter reichen lediglich innerhalb des Moränenbogens von Tormini aus den Grenzen ihrer Oberflächenverbreitung heraus; wir haben sie daher auf unserem Nebenkärtchen S. 853 mit ihnen zusammengefasst. Im Westen grenzt an die Altmoränen das weite Niederterrassenfeld des Chiese, das südlich von Brescia mit dem des Oglio verwächst. Innerhalb desselben finden sich in einem Bogen südlich von Brescia, drei Aufragungen, nämlich der Hügel von Cili-verghe, der von Castenedolo und endlich der M. Netto bei Capriano del Colle (Fig. 114). Ich habe nur den Hügel von Castenedolo näher untersucht, 1890 und 1906, das letztmal in Gemeinschaft mit Professor Cacciamali, dem wir eine eingehende Monographie über den Hügel danken. Letzterer wird oberflächlich von braunem Lehme bedeckt, unter welchem an der Strasse nach Molino Nuovo und der Seriola Lupa Ferretto von derselben Beschaffenheit ausstreicht, wie wir ihn in den Aufschlüssen am Chiese zwischen den Altmoränen kennen gelernt haben. Darunter findet sich an der Nordspitze des Hügels grober Schotter, der Gerölle von Tonalit und Porphyry, sowie von krystallinischen Schiefen und grosse abgewaschene Schollen einer löcherigen Nagelfluh enthält, die aus dem unmittelbaren Liegenden stammen. Dieses besteht aus Kalkgeröll, dem dann und wann Sandsteinrollsteine, nie aber solche von Tonalit und Porphyry eingebettet sind, und das bankweise verfestigt ist. Die Grenze zwischen beiden Schottern ist eine wellige Linie, der obere stülpt sich gelegentlich in Kesseln in den unteren hinein. Dem unteren Schotter begegnen wir wieder im Einschnitte der Strasse von Castenedolo nach Montichiari; hier streicht eine ziemlich feste, im wesentlichen aus Kalkgeröll bestehende Nagelfluh aus; der obere Schotter muss aber weiter über den Hügel verbreitet sein, denn unter der herrschenden Lehmedecke finden sich nicht selten grosse Rollsteine quarzitischer Gesteine, von Porphyren u. s. w., die der Ferrettisierung widerstanden und etwas verschwemmt sind; sie können nur aus dem oberen Gerölle herrühren, das allein auch den Ferretto mit seinen Durchschnitten gänzlich verwitterter Tonalite und Porphyre zu liefern vermochte. Wir haben also im Hügel von Castenedolo zwei verschiedenalterige Schotter von verschiedener Zusammensetzung. Darunter kommt das marine Pliocän zum Vorschein, und zwar bildet es im Verein mit dem liegenden der beiden Schotter, wie bereits Cacciamali gezeigt, eine südwestlich streichende Antiklinale.

Dies erhellt aus den Aufschlüssen am Ostabfalle des Hügels, welcher denselben schräge an seiner Längsachse abschneidet. Am Einschnitte der Strasse nach Montichiari hebt sich unter der Nagelfluh des liegenden Schotters Mergel mit rötlichen Zwischenlagen hervor; darunter folgt Sand, gelegentlich verkittet. In den Mergeln hat Corti 1892 eine marine Foraminiferenfauna nachgewiesen; sie senken sich samt der hangenden Nagelfluh mit einem Gefälle von 25 ‰ nach Südosten, sodass sie bereits am Fusse des Hügels in das Niveau des umgebenden Schotterfeldes geraten sind. Ähnlicher Lehm, gleichfalls mit Sandstein verknüpft, erhebt sich weiter im Norden am Hohlwege nach Macina mindestens 10 m über das Niveau des anstossenden Niederterrassenfeldes. Weitere 600 m weiter nordwärts hebt sich nördlich der Casa Federici (halbwegs zwischen den Höhenzahlen 151 m der Tav. Castenedolo 47 II, NO) der von Raggazoni entdeckte fast 10 m über Thal reichende Ausbiss des marinen Pliocän hervor, welcher, wie Parona in Cacciamalis Arbeit 1896 berichtet, 62 Arten von Schnecken und Muscheln geliefert hat und zum Astiano gehört.

Darüber lagern Sande und Thone, in denen Corti weder Mikrofauna noch Mikroflora nachweisen konnte; schliesslich kommt beinahe 20 m über Thal der Ausbiss der Nagelfluh. Im nördlichen anstossenden Grundstücke fand Cacciamali in gleichem Niveau thonige Mergel, welche Corti in seinem Beitrage in Cacciamalis Werk nach ihrer Diatomeenflora für kontinental und zwar für altquartär hält, die er aber gleichfalls als Villafranchiano bezeichnet. Einige hundert Meter nordwärts folgt der bereits beschriebene Aufschluss mit den beiden Schottern, von denen der untere bis zur Thalsohle herabreicht. Es wölbt sich also zwischen hier und dem Einschnitte der Strasse nach Montichiari das marine Pliocän empor, und diese Aufwölbung betrifft auch den älteren Schotter. Ob auch den jüngeren, können wir nicht entscheiden.

Den Hügel von Cilverge habe ich nicht besucht. Er liegt in der Streichungsrichtung des von Castenedolo und stellt nach Cacciamali gleichfalls eine Antiklinale dar, wo neben dem Pliocän vielleicht auch ältere Schichten erscheinen. Nach Sacco ist er von Villafranchiano und Diluvium d. h. von ferrettisiertem Konglomerat und sandig thonigen Schichten gekrönt. Den M. Netto habe ich nur flüchtig berührt. An seinem Südostende finden sich über Sanden verarmte Geröllmassen, wie solche durch Herabschwemmen verwitterter Schotter an flachen Gehängen zu entstehen pflegen; ich halte daher für wahrscheinlich, dass die Höhe von Ferretto gebildet wird. Am Nordwestgehänge streichen Sande und Thone aus; erstere sind bankweise verfestigt und erinnern an weichere Partien der nordalpinen Molasse. Es sind ihnen einzelne Gerölle eingebettet. Ob hier marines Pliocän oder Villafranchiano vorliegt, wie Sacco 1896 angiebt, oder ältere Quartärlagen, ähnlich denen, die im Bohrloche von Mailand angetroffen wurden (vergl. S. 793), lässt sich solange nicht entscheiden, als nicht Fossilien gefunden sind.

Der pliocäne Mensch von Castenedolo.

Auf der Südostseite des Hügels von Castenedolo an der Nordgrenze des Besitzes der erwähnten Casa Federici hat Ragazzoni 1860 einen menschlichen Schädel entdeckt; 1880 wurde unweit davon im Bereiche des marinen Pliocän ein menschliches Skelett aufgefunden, worüber Ragazzoni berichtet hat. Eine ziemlich reichliche, von Cacciamali in seinem Werke 1896 zusammengestellte Literatur erörtert das Für und Wider dieser und späterer Funde des pliocänen Menschen von dieser Stelle. Cacciamali hat 1896 durch Ausgrabungen einen Entscheid herbeizuführen versucht, ohne indes zu einem in der einen oder andern Richtung zwingenden Ergebnisse gelangen zu können. Ich habe, wie bereits erwähnt, im Herbst 1906 in seiner Gesellschaft den Hügel besucht und hatte dabei das Glück, von ihm selbst über die Lage der Funde von 1860, 1880 und 1889 orientiert zu werden. Bei dieser Gelegenheit teilte uns der Colone der Casa Federici mit, dass im Winter vor drei Jahren, also mutmasslich 1903, noch drei weitere Skelette in wesentlich tieferem Niveau, nämlich nahe am angrenzenden Niederterrassenfelde, gefunden seien, eingedeckt mit grossen Rollsteinen, so wie sie auf den Feldern gefunden werden. Nach diesen Mitteilungen des Colonen, welcher sich über die Örtlichkeit der früheren Funde und der stattgehabten Nachgrabungen genau unterrichtet erwies, muss ich mich der Meinung derer anschliessen, welche die Skelette als später begraben ansehen.

Altmoränen am M. Moscal, Volpino.

Das Aufhören des Altmoränengürtels bei Carpenedolo bezeichnet noch nicht das Aufhören der Altmoränen überhaupt; es finden sich solche auch auf der Ostseite des Gardasees. Am Südfusse des M. Baldo-Zuges treten sie (vergl. Fig. 119, S. 873) als äussere Moränen auf; sonst beschränken sie sich hier auf das Gebiet der Jungmoränen. Dort, wo sich letztere um den Miocänpfeiler des M. Moscal (427 m) bei Affi krümmen, treten unter ihnen, wie Nicolis bereits 1895 angedeutet und 1899 eingehender gezeigt hat, ältere Moränen auf; zwischen beide schaltet sich ein lössähnliches Gestein, der Volpino, ein (Fig. 118 S. 873).

Die massgebenden Aufschlüsse liegen im Thale Valsorda, das sich vom M. Moscal zum Gardasee bei Bardolino zieht. Hier sieht man namentlich an einem Pfeiler, Torrion genannt, zwischen Moränen geschaltet ein senkrecht klüftiges lössähnliches Gestein, den Volpino; die liegende Moräne ist gelblich gefärbt, die hangende grau, die erstere oberflächlich verwittert. Der Volpino reicht im Osten aus dem Moränengebiet heraus und ist am Südfalle des M. Moscal in grosser Mächtigkeit entwickelt. Hier bildet er an den Seiten tiefer Hohlwege Lösswände, aber die

charakteristischen Konchylien fehlen. Beim Bau der Thalschwellen in Valsorda hat Nicolis auch unter der liegenden Moräne stellenweise ein Lehmlager und unter diesem ferretto-ähnliche Verwitterungsprodukte gefunden, die er in das hangende einer weiter thalabwärts an der Schiessstätte von Bardolino auftretenden Nagelfluh mit glacialen Elementen verweist, weswegen er hier die Überlagerung dreier verschiedener Moränen annimmt. Zur Zeit meines Besuches waren die unteren Verwitterungslehme nirgends mehr sichtbar. Dagegen war die Trennung einer Hangend- und Liegendmoräne durch den Volpino in jener ausgezeichneten Weise zu erkennen, wie sie Tafel XVII in Paronass Trattato di Geologia wiedergibt. Es sieht aus, als ob die Aussenseite eines mit Volpino bedeckten Altmoränenwalles mit Jungmoränenmaterial überschüttet worden sei.

Nicolis hat 1895 noch von einer Reihe von Stellen Vorkommnisse des Volpino berichtet, so im Gebiete der Jungmoränen unterhalb Peschiera, und auf dem Niederterrassenfelde zwischen Jungmoränen und der Gegend von Verona. Ich bin nicht sicher, ob es sich hier um Löss handelt. Zwischen Peschiera und Valeggio habe ich 1891 Gebilde, ähnlich dem norddeutschen Schlepp gesehen, aber nirgends, auch nicht in unmittelbarer Nachbarschaft der von Nicolis angegebenen Stellen, echten Löss. Dass es sich ferner auf dem Niederterrassenfelde zwischen Verona, Villafranca und Sommacampagna um Löss handele, erscheint mir wegen der wiederholt berichteten Überlagerung des also benannten Gebildes durch Schotter zweifelhaft.

Das Auftreten von Altmoränen am M. Moscal erweist, dass sich der Gardaseegletscher bereits in früheren Eiszeiten über die Bucht von Garda ausgedehnt hat. Ob er aber ebenso weit, wie in der Würm-Eiszeit, nach Südosten gereicht hat, lässt sich nicht erweisen. Nicht ausgeschlossen ist daher, dass er sich während der Riss-Eiszeit mehr in südsüdwestlicher, später mehr in südsüdöstlicher Richtung erstreckte, wie Cozzaglio 1902 andeutete. Es ist aber auch denkbar, dass die Altmoränen des Südostens bei der Aufschüttung des Niederterrassenfeldes der seitlichen Erosion wenigstens oberflächlich gänzlich zum Opfer fielen; sind dieser doch zwischen Calcinato und Carpedolo nur einzelne Kuppen entgangen.

Schotter von Portese.

Am Südufer des Golfes von Salò streicht in der Gemeinde von Portese zwischen S. Rocco und der Punta del Corno unter mächtiger Moränenbedeckung unregelmässig geschichteter Schotter aus, welcher vorzugsweise aus Tonalit-, Porphy- und Verrucanogeröllen besteht, also aus Material, das sich im Chiesethale oberhalb des Idroseees vergesellschaftet findet. Mit Recht bezeichnet ihn daher Cozzaglio 1899 als Chieseschotter (Vergl. 114 S. 883). Darunter finden sich geschichtete Thone; Corti wies darin 1895 eine Diatomeenflora von 15 Arten nach, die er für jünger als die von Leffe und zwar für diluvial hält. Tiefer folgen typische Grundmoränen, auf welchen mächtige Quellen hervortreten. Wir haben es mit einer fluviatilen und einer lacustren Ablagerung zwischen zwei Moränen zu tun, und die lacustre entstand zu einer Zeit, als Diatomeen im Süßwasser leben konnten; acht Arten davon sind auch von Leffe bekannt, fünf sind nivale, zwei alpine Arten. Hiernach kann man gleich Cozzaglio die Einschaltung zwischen den Moränen für interglacial halten und in den Mergeln die Sedimente eines interglacialen Gardasees, dessen Spiegel höher stand, als der heutige, in den Schottern ebenso wie Cozzaglio die Anschwemmungen des Chiese erblicken, die teilweise wenigstens im See abgelagert wurden. Doch schliesst der hohe Prozentsatz nivaler und alpiner Diatomeenarten nicht aus, dass es sich um eine interstadiale Bildung handelt, ähnlich den mächtigen Schottern, die sich unter dem Jung-Endmoränenwalle von Pastrengo zwischen Moränen schalten, und denjenigen, die wir in der Barbarone Schlucht bei Salò zwischen Moränen treffen werden.

Sacco hält die Ablagerung von Portese für typisches Villafranchiano und weist diesem auch eine Nagelfluh zu, welche weiter südlich bei Padenghe am Gardasee austreicht. Auch Cozzaglio

hält beide für gleichalterig. Die Lagerung beider ist in der Tat die gleiche. Der Schotter von Padenghe wird gleichfalls von Moränen bedeckt und an seiner Sohle kommen, wie es scheint auf Moränen, Quellen zu Tage. Gekritzte Geschiebe in ihm machen wahrscheinlich, dass er fluvio-glacialen Ursprungs ist.

Gliederung der Glacialbildungen am Gardasee.

Die Umgebung des Gardasees liefert eine selten reiche Folge von Glacialablagerungen. Deutlich heben sich die Jungmoränen mit den von ihnen ausgehenden Niederterrassenschottern hervor; beide tragen das charakteristische Gepräge der Würm-Eiszeit, nämlich die Jugendlichkeit der Form und den geringen Grad der Verwitterung. Die Altmoränen gehören verschiedenen Serien an. Ein Lehmlager von dunkler Färbung, charakterisiert durch die Führung zahlreicher Diatomeen, scheidet die oberste Serie von der tieferen, die eine mächtige Verwitterungskruste von der Art des lombardischen Ferretto, aber von geringerer Mächtigkeit trägt. Der Grad der Verwitterung der hangenden Serie erreicht hingegen nirgends die Entwicklung eines typischen Ferretto. Wollen wir unter letzterem im Sinne unserer Ausführungen auf S. 767 ein Gebilde von einer bestimmten petrographischen Beschaffenheit verstehen, so dürfen wir auch hier nicht mehr, wie 1894 im Systeme glaciaire geschehen, von einer Ferrettisierung der oberen Altmoränen sprechen, sondern nur von einer starken Verwitterung, welche an die der Rissmoränen auf der Nordseite der Alpen erinnert. Gleich diesen zeigen sie auch, wenn auch viel weniger markant als die Jungmoränen, aber in der Gemeinde Soprazocco (Tavoletta Salò) ganz unverkennbar Wallform. Wir weisen sie daher der Riss-Eiszeit zu. Die Ablagerungen unter dem Ferretto haben wir 1894 insgesamt einer einzigen Eiszeit (x) zugerechnet; in der Tat giebt das klassische Profil zwischen Calvaghese und Mocasina keinen Anhalt, die liegenden Kalkmoränen und hangenden ferrettisierten Moränen zwei verschiedenen Eiszeiten einzuweisen. Aber die Tatsache dass wir im Hügel von Castenedolo unter dem Ferretto zwei verschiedene, durch eine Diskordanz getrennte Schotter antreffen, welche in Bezug auf ihre petrographische Zusammensetzung — das Auftreten von Porphyry und Tonalit im oberen, deren Fehlen im unteren — den beiden unter dem Ferretto befindlichen Moränen bei Mocasina entsprechen, legt den Gedanken recht nahe, in letzteren die Ablagerungen zweier verschiedener Eiszeiten zu erblicken. Zweifellos ist die Moräne M des dortigen Profils mit der darunter befindlichen Nagelfluh m und dem Schotter m von Castenedolo ein Äquivalent der Mindel-Eiszeit und mutmasslich stellen die Moräne G daselbst und die Nagelfluh g von Castenedolo Gebilde der Günz-Eiszeit dar. Dass diese ganze Folge in das Hangende des padanischen marinen Pliocäns gehört, zeigt aufs neue der Hügel von Castenedolo; ja die Tatsache, dass hier im Liegenden unseres mutmasslich der Günz-Eiszeit angehörenden Schotters ein Mergel gefunden wurde, dessen Diatomeenfauna nach Corti der des Villafranchiano von Fossano am nächsten steht, macht das Auftreten auch dieses Horizontes unter den Eiszeitbildungen des Gardasees bei Castenedolo ebenso wahrscheinlich wie am M. Bartolemeo bei Salò.

Von den 17 Diatomeenarten der Mergel nördlich C. Federici sind nur 3 rezente, die übrigen nur fossil bekannt. 13 Arten (nur fossile) kehren im Villafranchiano von Fossano wieder, 12 (9 fossile, 3 rezente) in der Ablagerung von Castelnovate am Tessin (vergl. S. 787), 8 (5 fossile, 3 rezente) in Pianico. Unter Voraussetzung einer konkordanten Schichtfolge hält Cacciamali diese Mergel für äquivalent mit den marinen im Einschnitte der Strasse nach Montichiari, mit denen sie eine Art gemein haben; er nimmt also einen sehr raschen Facieswechsel an. Möglich aber auch, dass die Süsswassermergel das marine Pliocän nach Norden hin überlagern und dass sich

unsere *g* Schotter diskordant über beide breiten. Die Aufschlüsse sind nicht klar genug um zwischen beiden Erklärungsmöglichkeiten entscheiden zu können.

Wir geben in folgendem eine Übersicht der Gliederungen der Eiszeitbildungen im Moränengebiete des Gardasees und stellen ihr die 1894 im Système glaciaire aufgestellte Gliederung gegenüber:

- Würm-Moränen *W* (*Z* 1894) Innere Wälle, Ufermoränen von Tremosine und Ledro, Jung-Endmoräne, Liegende Moräne von Pastrengo, von Portese.
- Würm-Schotter *w* (*z* 1894) Übergangskegel am Südsaume des Amphitheaters. Volpino und roter Lehm auf den Altmoränen *L*₁.
- Riss-Moränen *R* (*Y* 1894) Hangende Altmoränen am Chiese, äussere Moränen Montichiari-Carpenedolo, liegende Moränen von Valsorda.
- Riss-Schotter *r* (*y* 1894) Hangende Schotter am Chiese. Brauner Lehm am Chiese *L*₂.
- Ferretto *FM* u. *Fm* (*Fx* 1894) Ferretto der liegenden Altmoränen am Chiese, der liegenden Schotter daselbst und der hangenden Schotter von Castenedolo.
- Mindel-Moränen *M* (*X* 1894) Liegende Altmoränen am Chiese.
- Mindel-Schotter *m* (*x* 1894) Schotter unter den liegenden Altmoränen am Chiese, hangende Schotter von Castenedolo.
- Günz-Moränen *G* (*X* 1894) Kalkmoräne am Chiese.
- Günz-Schotter *g* Liegendschotter von Castenedolo.
- Villafranchiano Diatomeenmergel von Castenedolo, Konglomerate vom M. S. Bartolomeo u. S. Ambrogio di Valpolicella.
- Astiano Thone von Castenedolo u. M. S. Bartolomeo.

Nach Stella's Gliederung (1895) gehören *W*, *w*, *R* und *r* in dessen oberes, der Rest der Eiszeitbildungen in dessen mittleres und unteres Diluvium. Auch Sacco macht keinen Unterschied zwischen inneren und äusseren Moränen und stellt beide als Morenico zu seinem Sahariano; den grossen Übergangskegel (*w*) hält er für jünger und rechnet ihn zu seinem Terrazziano, den Ferretto hingegen zum Diluvium, während er die Konglomerate am Chiese, aus deren Verwitterung jener hervorgegangen ist, gleich anderen Konglomeratbildungen verschiedenen Alters zum Villafranchiano stellt. In letzterer Hinsicht folgt er dem Vorgange von Paglia (1889). Das Auftreten von Glacialspuren unter dem Diluvium am Chiese ist ihm ein erneuter Beweis dafür, dass sich bereits im Villafranchiano eine bemerkenswerte Entwicklung alpiner Gletscher eingestellt habe; das Villafranchiano sieht er aber lediglich für eine Facies des Astiano an und kommt so zu dem Schlusse, dass die erste Entwicklung grosser Alpengletscher während des jüngeren Pliocän eingetreten sei.

Der Gardasee.

Die Mitte unseres grossen Moränenamphitheaters wird vom Süden des Gardasees eingenommen, welche durch die Halbinsel von Sermione in zwei Lappen gegliedert wird. Der westliche, schmälere ist der tiefere und stellt die Fortsetzung des Gardaseethales dar; an seinem Westufer finden sich Aufragungen des älteren Tertiärs, welche bei S. Felice und Manerba Vorgebirge bilden; dem ersten sind einige Felsenilande vorgelagert. Auf der Gardainsel und dem Felsen von Manerba fand Gumbel (1895) südwärts gerichtete Gletscherschliffe. Seichter ist der breitere östliche Lappen; eine Schwelle von durchschnittlich weniger als 50 m Tiefe zieht sich vom Felsenkap von Sermione zum Kap S. Vigilio und scheidet seine flach-schüsselförmig auf 77 m herabgehende Tiefe von der tieferen Seewanne. Die beiden genannten Kaps und die Rocca di Garda sind die einzigen Stellen, wo seine Wellen am Ufer älteres Gestein

bespülen. Dieses ist hier ebenso wenig wie am Westflügel horizontal gelagert; mit Ausnahme der Rocca di Garda folgt es allenthalben dem im benachbarten Gebirge herrschenden südsüdwestlichen Streichen.

Nördlich von beiden Lappen erstreckt sich das Gardaseethal, dessen Erstreckung ebenfalls durch das südsüdwestliche Schichtstreichen des Etschbuchtgebirges beherrscht wird. Gleich dem Etschthale kann es in Bezug auf die Gesammterstreckung der Alpen als Querthal gelten; in Bezug auf den Schichtbau ist es ein ausgezeichnetes Längsthal. Seine Ostflanke wird von den Schichtflächen des M. Baldo gebildet, welche sich in wenig unterbrochenen Flächen seewärts senken. Das Westufer hingegen fällt meist in steilen, ausserordentlich malerischen Wänden einige Hundert Meter hoch gegen den Seespiegel ab. Über den Wänden öffnen sich ziemlich breite, den Blicken des auf dem See Reisenden gewöhnlich entzogene Thäler, welche in einem südlichen Vorsprunge Tirols, dem Vestino wurzeln. Das Land ist hier ausserordentlich reich gegliedert; es hat durchweg steile Böschungen und in seinen Gipfelpartien auch so manche Felswand; aber nach der Darstellung der österreichischen Karte kommt es nicht zur Entwicklung von Karlingformen. Absolut genommen sind die Erhebungen nicht bedeutend; der höchste Punkt ist der Tremalzo (1975 m). Dagegen schwillt der Zug des M. Baldo am Ostufer des Sees im M. Maggiore auf 2200 m Höhe an, und hier, sowie am Altissimo (2079 m) kommt es oberhalb seiner sonst wenig gegliederten Böschungen zur Entwicklung jener Karnischen, die uns auf eine Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze von etwa 1700 m schliessen liessen. Dieser Wert macht das Fehlen von Karen im Vestino begreiflich.

Die auffällige Asymmetrie der Seethalgehänge erstreckt sich wenigstens in den oberen Partien auch auf den Grund des Sees. Die steilen Felswände von Tremosine und Tignale setzen sich auch unter dem Wasserspiegel fort, und die grossen Tiefen liegen hier am rechten Ufer. Aber weiter gegen Süden nähern sie sich mehr und mehr dem linken und kommen diesem so nahe, dass in der Höhe von Torri die Böschung unter Wasser steiler ist als die des benachbarten Berghanges. Die grösste Seetiefe von 346 m liegt in der Mitte.

Ufermoränen.

Die asymmetrische Ufergestaltung des Gardasees wird massgebend für die Entwicklung der Ufermoränen. Sie steigen von Süden aus am linken Gehänge ganz regelmässig in die Höhe, und lediglich die vom M. Maggiore nach Ascensa herabziehenden Thäler unterbrechen sie hier. Dagegen sind sie am rechten Ufer nur stückweise vorhanden; sie buchten sich hier hinein in die Mündungen der stufenförmig mündenden Seitenthäler und fehlen dazwischen. Der Gardagletscher hat hier die Entwässerung der Vestinoalpen gehemmt, indem er sich vor die Mündung von deren Thäler legte. An die Aussenseite seiner Ufermoränen knüpfen sich daher Thalverbauungen; zeitweilig noch füllt sich die eine derselben mit einem durch Ufermoränen gestauten See, dem von Bondo, welcher bereits 1878 Lepsius an den Märjelensee am Aletschgletscher erinnert hat. Während der Eiszeit mögen zahlreiche solcher glacialer Stauseen den Westsaum des Gardagletschers begleitet haben, so wie es Taramelli 1894 auf seinem Kärtchen von dessen Ausbreitung zeichnete; doch zeigen die Staubildungen keineswegs überall lakustre Schichtung, und gutenteils mögen sie lediglich Schotterflächen dargestellt haben. Sie standen untereinander durch Systeme von Umfliessungsrinnen in Verbindung, welche ähnlich wie wir es im Sesiathale (S. 770)

gesehen, in das Seethalgehänge einschneiden und von diesem einzelne Berge, wie z. B. den aussichtsreichen M. Castello losgliedern. Diese Umflossungsrinnen entsprechen, wie am Rheingletscher (S. 415) nicht dem Maximum der Würm-Vergletscherung, sondern heben ein jüngeres Stadium derselben, vielleicht dasselbe hervor, welches durch den inneren Kranz von Jungmoränen im Amphitheater repräsentiert ist. Zwei von ihnen lassen sich weiter verfolgen, die eine in der Gegend von Gargnano, die andere in der Gemeinde Tremosine. Letztere entspricht dem Fluss von Tremosine Cozzaglios. Dieser hat die einschlägigen Erscheinungen zuerst beschrieben, ihnen allerdings eine andere Deutung gebend.

Gefällsverhältnisse des Gardagletschers.

Der Verlauf des Westufers vom alten Gardagletscher ist infolge dieser Dinge nicht überall mit wünschenswerter Schärfe zu erkennen. Immerhin lässt er sich soweit festlegen, dass er im Verein mit dem des Ostufers einen klaren Einblick in die Gefällsverhältnisse der alten Gletscheroberfläche gewährt. Diese senkte sich im oberen, engeren Seethale zunächst bis in die Gegend von Gargnano ziemlich rasch, nämlich mit 30 ‰, in der Erweiterung des Seethales gegen Gardone hin dann langsamer, nämlich mit 20 ‰; in der oberen Hälfte des Amphitheaters hat sich der Eisfächer mit einem Gefälle von höchstens 10 ‰, in der unteren mit einem solchen von 6—7 ‰ ausgebreitet. Diese Daten beziehen sich auf die Mittellinie des Sees; die beiden Uferlinien senkten sich wie bei so manchem heutigen Gletscher verschieden rasch und haben an gegenüberliegenden Punkten des Sees keineswegs immer übereinstimmende Höhen. Teilweise mag dies lediglich Folge der Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse sein, wenn z. B. die äussersten bisher bekannten Gletscherspuren im Bereiche der Gemeinde Tremosine nicht nur am rechten Ufer tiefer liegen als am linken bei Ascensa sondern auch tiefer als am rechten weiter abwärts in Tignale. Aber unverkennbar ist, dass zwischen Gargnano und Salò der rechte Gletschersaum erheblich, nämlich rund 200 m, tiefer lag als der linke zwischen Castelletto und Torri. Offenbar übte hier der Felsenvorsprung des Kap S. Vigilio eine stauende Wirkung aus; der Gletscher hat ihn, wie Schiffe um Torri lehren, mit seiner Sohle ansteigend, in südsüdöstlicher Richtung überflossen und sich dann auf der andern Seite rasch herabgestürzt, so dass seine Oberfläche bei Garda nicht höher lag als südlich von Salò. Diese Stauung ist nicht bloss für die Würm-Vergletscherung, sondern auch durch Reste von Altmoränen bei Gargnano und einen isolierten Findling im Thale von Lumini auf der anderen Seeseite für die Riss-Vergletscherung nachweisbar.

Ob der Gardaseegletscher aus den Karen des M. Baldo Zuflüsse erhielt, haben wir nicht feststellen können. (Vergl. S. 866.)

Einzelbeobachtungen am Gardagletscherufer.

Die vorstehenden Darlegungen beruhen auf folgenden Einzelbeobachtungen.

Die Ufermoränen der linken Flanke schliessen sich unmittelbar an den Hauptwall der Jungendoräne des Amphitheaters an. Dieser zieht sich von Costermano nach Castione Veronese (315 m) und hebt sich dann auf kaum 3 km Entfernung nach S. Zeno di Montagna empor, wo südöstlich des Dorfes die obersten gewöhnlich zementierten, aber oberflächlich nicht stark verwitterten Moränen in mehr als 600 m Höhe begegnet werden. Es konnte der Gletscher also zur Zeit ihrer Ablagerung nicht in das Thal von Lumini eindringen, das sich von hier nach Caprino zieht; aber ein einzelner Porphyrblock in 730 m zeigt in jenem Thale an, dass in früheren Eiszeiten das Eis bis über die Wasserscheide reichte. Von San Zeno an steigen die obersten erratischen Blöcke nur langsam an. Am Sandalinobache gehen sie nur bis Pora (672 m) und La Cà (682 m, Tavoletta Caprino Veronese 48 I. NO), über Castelletto di Brenzone nur bis 760 und 780 m; sie reichen

nirgends bis in das Wiesenthal der Prada, und es ist kein Ufermoränenwall, sondern ein Fels rücken, der dieses vom Seethale scheidet. Bei Ascensa (Tavoletta Castelletto 35 II. SO) gehen sie bis in das Niveau von S. Zeno (834 m); es ist also auf 12 km Entfernung nur ein Anstieg von 200 m. Weitere 13½ km nördlich sah ich sie aber am Nordabfalle des M. Varagna, des Nordpeilers vom M. Baldo-Zuge 500 m höher, in mehr als 1300 m Höhe.

Am Westufer des Sees hören die zusammenhängenden Endmoränen dort auf, wo die sich in der Ausstülpung von Tormini bei Gazzane (248 m) an die Flanken des Gardaseethales schmiegen (Tavoletta Salò 48 IV. NO). 4 km weiter thalaufwärts treffen wir dann aber Gardone Riviera bei Tresnico auf einen Ufermoränenwall (404 m), der sich in das Thal von Barbarano hineinbuchtet. Er sitzt — vergl. Fig. 114 — einer grobkörnigen Nagelfluh auf, die namentlich Gesteine des Barbaranogebietes, aber auch gekritzte Geschiebe enthält. An ihrer Basis treten ähnlich wie an der der Niederterrassenschotter von Pastrengo (vergl. S. 873) Moränen auf, die sich mit Bänderthonen und Schottern vergesellschaften. Bergwärts nehmen die mittleren Schotter an Mächtigkeit zu und gehen dann in eine Schotterfläche am oberen Barbarano über. Wir haben also eine ganz regelrechte Verbauung dieses Thales vor uns, deren Material stellenweise konglomeriert ist. Sacco bezeichnet die Stelle als eine derjenigen, wo man die glaciale Facies des Villafranchiano am besten studieren kann. Rudimente einer Verbauung treffen wir dann weitere 5 km aufwärts am Bache von Toscolano. Unweit Covoli (Tavoletta Toscolano 48 IV. NO) steigen Moränen bei Castello di Sopra auf 457 m an und reichen am Bache bis 300 m herab, verratend, dass dessen Thal zur Zeit ihrer Ablagerung schon eingeschnitten war. Regelrechte Ufermoränen sind weitere 5 km aufwärts in der Thalweitung von Gargnano vorhanden. Auf ihnen stehen die Kirchen S. Antonio (534 m) bei Sasso und S. Maria (495 m) bei Navazzo. Letztere krönt den Sattel der Bochetta di Vergellina; ein Schotterfeld geht von ihr aus und zieht sich ins Thal von Toscolano herüber. Letzteres führte also die dem Gardagletscher bei Gargnano entströmenden Wasser wieder zu; ein Schottervorkommen bei Contrada zeigt an, dass letztere noch ein Stück weiter am Thalgehänge am Eise entlang flossen und ein von Cozzaglio 1899 beschriebenes Profil lässt erkennen, dass sie bis in das bei Fasano mündende Thal von Bornico kamen, wo ihre Schotter unter den Moränen von Vigole liegen. Über den jungen Ufermoränen von Gargnano erheben sich ältere. Sie tragen den Kastanienhain von Formaga (587 m), welcher sich, wie so häufig im Gardaseegebiet, an eine stark verwitterte Moräne knüpft. Dieselbe besteht vornehmlich aus eckigem Gehängeschutt, dem einige gekritzte Geschiebe sowie erratisches Material beigegeben sind. Von letzterem trifft man keine Spur mehr weiter oberhalb in der Bochetta di Liano (744 m).

Das nächste Stück Ufermoräne liegt 6 km weiter aufwärts in der Thalweitung von Tignale, die sich über den steilen Seewänden erstreckt. Hier begegnen wir typischen Uferwällen bei Piovere und Oldesio in 400 m Höhe. Aber sie sind nicht die höchsten. Am Abfalle des Dosso Gumer greifen bei Casa Graino (800 m) Gehängebreccien in Moränen hinein: Das Material der Thalfanken schaltet sich zwischen das Glaciale. Ein Wall von solcher Beschaffenheit legt sich bei den Case del Bosco (817 m) quer vor die Valle Lune, die ihre Wasser dem Bache von Tignale zusendet. Eine ähnlich starke oberflächliche Verwitterung, wie wir sie bei den äusseren Moränen von Gargnano kennen gelernt haben, fehlt hier. Es liegt kein Grund vor, daran zu zweifeln, dass wir hier die oberen Würm-Moränen vor uns haben, die hier ungefähr gleiche Höhe erreichen, wie am gegenüberliegenden Seeufer.

Wir gelangen nach weiteren 6½ km in die Mitte des Moränengebietes von Tremosine (Tavoletta Malcesine 35 II. NO, aus dem Handel zurückgezogen), dem Cozzaglio 1902 eine eingehende Darstellung gewidmet hat. Wir treffen hier zwei besonders typische in die Seitenthäler einspringende Moränenbögen, den von Cadignano (500 m) im Thale von S. Vicente des Torrente Campione und den von Vesio (660 m) im Thale von Bondo. Bereits 1878 hat Lepsius letzteren anschaulich und richtig als eine Ausstülpung der Ufermoränen des Gardaseegletschers geschildert, nachdem Paglia 1867 sie als Endmoräne eines Astes des Tonale-(Sarca)-Gletschers gedeutet hatte, welcher den Gardasee nicht zu erreichen vermochte. Die Dinge liegen hier in der That in zwingender Klarheit. Vom Osthange des M. Nevese (784 m) zwischen den Thälern von Bondo und S. Michele senken sich aus 700 m Höhe deutliche Ufermoränenwälle in beide Thäler hinein, verratend, dass der Gardaseegletscher eine sehr bedeutende seitliche Böschung besessen hat, und wie oberhalb des Bogens von Vesio sich eine gelegentlich vom See von Bondo eingenommene verschüttete Thalstrecke am Bondobache in 620 m Höhe erstreckt, so findet sich oberhalb des Walles

von Cadignano eine solche, bei Polzone in 630 m Höhe. Zwischen beiden zieht sich am Fusse des M. Cocca (997 m) eine stellenweise unterbrochene Verbindungsrinne entlang. Die Schotterfläche von Polzone setzt sich rechts vom Lampione-Bache hoch über dessen Sohle in 600 m Höhe fort; seewärts ist sie durch Moränen begrenzt; bei Prabione biegt sie in den Einschnitt ein, der den jäh aufragenden M. Castello (779 m) vom Westgehänge des Gardaseethales scheidet. Hier endet sie in 575 m Höhe über den unteren Moränen von Tignale, denen von Oldesio. Ähnliche Einschnitte finden sich auch oberhalb des Bondothales. An dessen linken Flanke scheidet ein solcher die Dossi Pelati (863 m) und den M. Bestone (918 m) vom Seethalgehänge, das ist das Thal von Fornaci (720 m); weiter nördlich war der Abfall des Corno Nero gegen Limone durch den Einschnitt von Dalco (848 m) unterbrochen. Alle diese Einschnitte ordnen sich durch ihre Höhenverhältnisse in ein zusammenhängendes System von Überflusssrinnen, welches nicht der Peripherie der Jungmoränen folgt, sondern sich an inneren Wällen derselben entlang zieht. Dies erhellt daraus, dass unser Umfließungsthal zwischen den unteren und oberen Jungmoränen von Tignale mündet. Auch liegen ausserhalb der unser Umfließungsthal stauenden Moränen von Cadignano bei Sarmerio (645 m) noch so zahlreiche erratische Blöcke, dass sich die Würm-Vergletscherung bis hierher erstreckt haben muss. Bis wohin sie im Gebiete von Tremosine gereicht hat, ist noch nicht festgestellt. Auf den Höhen zwischen Limone und dem Ledrothale, $6\frac{1}{2}$ km von Tremosine, finden sich erratische Gesteine, wie Cozzaglio berichtet, auf den Wiesen von Nota in Bestana in 1300 m Höhe und, wie uns Herr Trener mitteilt, auch dicht unter der Bocca di Limone (1242 m). Darnach erreichte der Gardagletscher hier ungefähr dieselbe Höhe wie gegenüber am Nordende des M. Baldozuges; tiefer hinterliess er am Abfalle der C. al Bal gegen Pregasine nach Lepsius eine kleine Verbauung.

Cozzaglio's Ansichten.

Unser Ergebnis über das Alter der Umfließungsrinne von Tremosine weicht von dem Cozzaglio's ab, welcher sie als Fluss von Tremosine 1902 genau beschrieben und mich noch im genannten Jahre im Gebiete seines Heimatdorfes freundlichst herangeführt hat. Nach ihm liegen Überreste eines pliocänen Thales vor, das sich im Dolomitgebiete von Limone an südwestlich neben dem heutigen Gardaseethale entlang, zog und allmählich im Laufe der Eiszeit zerstückelt wurde, in dem Masse als der Gardasee eingetieft wurde und Schluchten neben ihm zur Entwicklung kamen, sodass bereits zur letzten Eiszeit der Gletscher in diese Schluchten hinaufdringen konnte. Gestützt wird diese Ansicht durch die Tatsache, dass die Ablagerungen in den Umfließungsrinnen gewöhnlich zämentiert und mit Breccien verknüpft sind, die ein altes Aussehen haben. Cozzaglio hält sie daher für interglacial, und die mit Moränen verknüpften (Breccien von Tignale für altglacial (*x* nach der Bezeichnungsweise der Systeme glaciaire), nachdem er 1891 die Mutmassung ausgesprochen hatte, sie könnten Moränen sein. Sacco ist ihm hierin 1896 gefolgt. Unsere Erfahrungen hindern uns, das Alter einer alpinen Quartärablagerung lediglich nach dem Grade ihrer Verfestigung zu beurteilen; sind doch die Niederterrassenschotter an zahlreichen Stellen, namentlich in Kalkgebieten, es sei nur an das der Steyr (S. 95) erinnert, verkittet. Am Gardasee sind wir aber in einem Kalkgebiete, dessen Trümmer leicht verbacken. Sie spielen hier am Saume des alten Gletschergebietes eine sehr grosse Rolle, so wie an heutigen Gletschern, gegen deren Ufermoränen sich häufig der Schutt der Nachbargehänge lehnt. Darum darf uns nicht wundern, dass wir gar nicht selten schräge geschichtete Partien finden, wie bei Tignale, die dem Gehänge folgen; wir dürfen daraus aber ebensowenig auf stattgehabte Schichtstörungen folgern, wie aus dem umgekehrten Falle, wo Schuttmassen vom Saume des alten Gletschers abfallen. So ist es an der Südseite der Umfließungsthalstrecke von Fornaci, wo eine Nagelfluhpartie nach der Art eines Übergangskegels nordwärts fällt: Wir haben hier den zämentierten Damm vor uns, den der Gletscher auf der Südseite jenes Thälchens aufwarf, wogegen Cozzaglio hier eine Störung mutmasst. Er legt ferner auf das Auftreten von Lehm Gewicht, welcher z. B. in der eben genannten Thalstrecke die Ziegelgewinnung ermöglicht. Derartige Lehmmassen treten fast regelmässig in verlassenem Thalstrecken auf. Eine solch' tiefgründige Zersetzung, wie sie die Altmoränen am Chiese aufweisen, kenne ich an der Westflanke des Gardasees nur bei Liano oder Gargnano, eine Ferrettisierung nirgends. Wenn ich auch also kein Bedenken trage, die geschilderten Ablagerungen von Tremosine der Würm-Eiszeit zuzuweisen, so zweifle ich doch nicht daran, dass auch ältere vorkommen. In den Moränen auf der rechten Seite des Baches von Campione oder S. Michele finden

sich Gerölle löcheriger Nagelfuh. Cozzaglio leitete sie aus der Nagelfuhablagerung her, die bei Sarmerio ansteht; ich habe letztere nicht besucht.

Die Ufermoränen von Bondo für die höchsten der Würm-Eiszeit haltend, parallelisiert Cozzaglio sie mit den Endmoränen, welche den Ledrosee in 655 m Höhe absperrten, und weist die zwischen beiden hoch gelegenen erratischen Blöcken an der Grenze zwischen Limone und Ledrothal der vorletzten Vergletscherung zu, ebenso wie einzelne erratische Blöcke, die er in 900 m Höhe bei Dalco gefunden. Er erhält darnach für die letzte Vergletscherung ein allerdings sehr geringes, aber durchaus gleichmässiges Oberflächengefälle, für die vorletzte Vergletscherung hingegen ein stufenförmiges mit einem grossen Abfalle zwischen dem Ledrothal und dem Gebiete von Tremosine. Dieser Gefällsbruch veranlasst ihn, hier eine ehemalige Fersschwelle anzunehmen, welche erst in der letzten Interglacialzeit geschwunden sei. Nach unseren Beobachtungen zeigt sich zwar, dass sich im oberen engeren Teile des Gardaseethales die Eisoberfläche rascher senkte, als im unteren, weiteren und auch als weiter oberhalb; aber dieser Gefällswechsel ist durch die Einengung des Eisstromes hinreichend erklärt; er kann die Annahme eines im Laufe der Eiszeit geschwundenen Riegels nicht stützen, der das Gardaseebecken in zwei zerlegte, da dieses während der letzten Vergletscherung uns bereits als ein Ganzes entgegentritt.

Ablagerungen innerhalb der Ufermoränen, Scagliascholle von Torri.

Innerhalb der Ufermoränen finden sich, abgesehen von den Verbauungen der rechteitigen Nebenthäler, am Gardasee nicht übermässig ausgedehnte glaciale Bildungen. Das Ostgehänge ist über und über mit Moränenmaterial bedeckt, welches nicht selten die Form von Uferwällen annimmt. Gletscherschliffe sind hier allenthalben häufig während sie an den steilen Westwänden des Sees selten vorkommen. Letztere haben nicht einmal Anzeichen glacialer Rundung, sondern, wie unser Vollbild S. 903 zeigt, von Riva bis Gargnano hin lediglich Abbruchformen, und zahlreiche offene Randklüfte z. B. bei Tremosine künden an, dass weitere Abbrüche bevorstehen. Weiter südlich weisen die Gehänge der Scaglia zwischen Gargnano und Salò mannigfache Rutschungen auf. Hier auch bauen sich bei Toscolano und Fasano Deltas in den See, welche gutentheils auf Kosten der Verbauungen in den zugehörigen Thälern entstanden sind.

Koken hat 1900 eine Überlagerung von Scaglia auf Ammonitenkalk in den Steinbrüchen von Torri auf glacialen Druck zurückgeführt. Ich sah dort 1902 die von ihm beschriebenen Lagerungsverhältnisse. Eine Scholle von roter Scaglia, etwa 25 m lang und 2 m mächtig, mit gewellter Schichtung, überlagert den seewärts fallenden roten Ammonitenkalk. Darüber folgt Grundmoräne, die sich jedoch schärfer von der Scaglia abhebt als Koken angibt; sie schneidet letztere schräg ab und kommt dann unmittelbar auf den Ammonitenkalk zu liegen, der unter ihr deutliche Gletscherschliffe zeigt. Auch der Kontakt zwischen der Scaglia und dem Ammonitenkalk ist eine glatte Fläche, auf welcher man stellenweise eine feine Schrammung parallel den eben erwähnten Gletscherschliffen bemerkt; daneben läuft eine gröbere Furchung im Sinne des Fallens der Fläche, Es ist denkbar, dass die ganze Scagliascholle durch den Gletscher bewegt worden ist, aber ein zwingender Beweis dafür lässt sich nicht beibringen. An der Grenzfläche findet sich nicht eine Spur glacialen Materials.

Jungtertiär bei Salò.

Oberhalb der höchsten erratischen Blöcke erheben sich bei Salò die steilen Felswände des M. S. Bartolomeo (568 m). Sie werden — vgl. Fig. 114 S. 873 — von einem Konglomerate von vorwiegend kalkigem Materiale gebildet; selten ist Porphyrt von Cozzaglio (1899 II) beobachtet; krystallinische Schiefer und Tonalit fehlen. Unten ist das Gerölle mittelgross; nach oben geht es in ein wahres Riesenkonglomerat über. Am Ostabfalle des Berges, südlich vom Passo la Stacca findet sich unter dem Konglomerate in 500 m Höhe blauer fossilführender Tegel, der unmittelbar auf der Scaglia aufrucht. Wir begegnen ihm wieder auf der Nordseite des Berges, wo ihn der nach S. Bartolomeo führende Karrenweg bis 530 m Höhe blosslegt. Hier wechselt er

mit gelbem Sande; in diesem finden sich häufig Holzstücke und Blattreste, im Tegel aber in ihren natürlichen Stellungen zahlreiche Muscheln. Wenig höher stellt sich dann das Konglomerat ein, in dem Gerölle mit Eindrücken vorkommen, weswegen auch hier an einer Überlagerung nicht zu zweifeln ist. Aber unweit davon reicht das Konglomerat in tieferes Niveau herab. Wahrscheinlich läuft eine Störungslinie mitten durch den Berg.

Gümbel (1895) und Sacco (1896) erklären den Tegel für pliocän, ersterer unter Hinweis auf die reiche von Egger beschriebene Foraminiferenfauna, letzterer unter Anführung von *Nassa semistriata*, *Turitella subangulata*, *Ringiculetta buccinea*; nach ihm lauter gemeine Arten des Piacenziano. Meine eigene Ausbeute beschränkte sich 1890 nach freundlicher Bestimmung von Th. Fuchs auf *Lucina globosa* Desh., einer obermiocänen Art, und *Arca diluvii* Lam. Meinungsverschiedenheiten herrschen in Bezug auf das hangende Konglomerat. Paglia (1889) und Gümbel (1895) parallelisieren es mit den Nagelfluhablagerungen der Nachbarschaft; ersterer stellt es zum Villafranchiano, letzterer zum Quartär. Cozzaglio (1891) hingegen verweist es in das Liegende des Pliocäns, annehmend dieses sei in Spalten des Konglomerats abgelagert, und rechnet letzteres zum Messiniano; ihm folgt in Argumentation und Auffassung Sacco (1896). Angesichts der am Ostabfalle klar erkennbaren Auflagerung des Konglomerates auf dem Tegel ist diese Anschauung unhaltbar. Aber auch die Parallelisierung mit den benachbarten Nagelfluhablagerungen ist nicht durchführbar; wir haben es am M. S. Bartolomeo mit einem Konglomerate zu tun, das nicht mit Moränen in Beziehung steht und sich durch seinen Mangel an Geröllen krystallinischer Gesteine — was Gümbel nicht bemerkt hat — von den mit den Moränen verknüpften Schottern unterscheidet. Letztere enthalten Etschmaterial, unser Konglomerat nach Cozzaglio (1899 II) nur solches aus dem unteren Chiesethal, wo auch nördlich vom M. S. Bartolomeo ein weiteres Vorkommen von ihm auftritt. Es erhält durch das Auftreten von Eindrücken auf seinen Geröllen, eine Erscheinung, die im alpinen Quartär so gut wie gar nicht in typischer Weise vorkommt, ein älteres Gepräge. Unmittelbar im Hangenden des marinen Pliocäns gelegen, erscheint es uns als das nächstjüngere Schichtglied. Wenn irgend wo am Saume der Alpen Villafranchiano vorhanden ist, so ist es hier der Fall.

Sacco (1896), ebenso wie Cacciamali (1896) und Cozzaglio (1899 II) haben die grosse tektonische Bedeutung des Pliocänvorkommnisses am M. S. Bartolomeo bereits nachdrücklich betont. Im Verein mit dem von Castenedolo weist es, wie unser Profil Fig. 114 deutlich erkennen lässt, auf eine stattliche Erhebung des Gebirges westlich vom See gegenüber der südlich angrenzenden Ebene; denn hier wie da haben wir es ausgesprochenenmassen mit Seichtwasserformationen zu tun. Spuren dieser postpliocänen Hebung haben wir bereits wiederholt (vergl. z. B. S. 771) auf der Südseite der Alpen kennen gelernt. Hier stehen wir an ihrem Ostende; weiter östlich ist marines Pliocän nirgends mehr am Südfusse der Alpen gefunden worden. **Ledrothal.**

Am oberen Ende des Gardasees hat das Ledrothal dem Gardagletscher die Gelegenheit geboten, einen Arm dem Chiesegletscher weit entgegenzustrecken. Das Ledrothal mündet über der Ponaleschlucht stufenförmig hoch über dem Gardasee, und ist durch das Ampolathal gegen das Chiesethal geöffnet. Wir finden in ihm ganz ähnliche Verbaunngen wie wir sie bereits in den Nebenthälern auf der Westseite des

Gardasees kennen gelernt haben. Die eine sperrt den 48 m tiefen Ledrosee ab. Wir sehen hier ein Paar westwärts gekrümmte Moränenwälle, oberhalb welcher sich genannter See in ähnlicher Lage befindet, wie der zeitweilige Bondosee in Tremosine. Tiefer finden sich auch Schotter; ein Gletscherschliff unterhalb Biacesa verrät den Weg des Eises. Viel tiefer liegend als die obersten in das Niveau der Würm-Vergletscherung gehörigen erratischen Blöcke auf den Bergen südlich vom Ledrosee markieren die Moränenwälle am Ledrosee ebensowenig den Maximalstand jener Vereisung wie die von Tremosine. Zahlreiche Findlinge erweisen, dass dieselbe über Tiarna da sopra hinausgereicht hat. Sie finden sich hier im Sacchethale bis 930 m Meereshöhe in den unteren Partien einer bald lockeren, bald lose verfestigten Schuttmasse lokalen Ursprungs, welche am Wege gegen den Giovopass eine ziemlich steil thalab geneigte Terrasse bildet. Diese bricht gegen Tiarna da sopra jäh ab, ebenso wie ähnliche Ablagerungen nördlich dieses Dorfes, nördlich Tiarna di sotto, sowie endlich südlich von beiden östlich vom Laghetto d'Ampola. Alle diese Schuttmassen machen den Eindruck einer zweiten, höheren Verbauung, aufgeschüttet von den Gewässern des Thales am Saume der Würm-Vergletscherung. Letztere ist auch nicht in das von Norden kommende Val dei Concei eingedrungen. Lepsius hob bereits 1878 hervor, dass dieses Thal frei von den sonst durch alle südtiroler Alpenthäler verbreiteten erratischen Blöcke sei und erklärte dies durch die Annahme, dass letztere nicht hineingefrachtet werden konnten, weil sie durch einen Lokalgletscher daran gehindert gewesen seien.

So zutreffend diese Beobachtung ist, so wenig ist Lepsius beizupflichten, wenn er für unmöglich hält, dass der Gardagletscher durch das Ponaletal in das Ledrothal hinaufgeflossen sei, und die hier vorhandenen Tonalitblöcke einem Zweige des Chiese-gletschers zuschreibt, der durch das Ampolathal eingedrungen sei. Letzteres macht nicht den Eindruck einer alten Gletscherbahn: es ist eine enge, mehrfach gewundene Schlucht mit steilen Wänden ohne Gletscherschliffe und Moränen, ganz verschieden von den einst vom Eise überflossenen Passthälern. Erratische Blöcke finden sich allerdings auch hier namentlich unterhalb des ehemaligen Fortes von Ampola; Lepsius verfolgte sie sogar ein Stück in die Seitenschlucht des Lorinathales hinein. Sie dürften von einem Aste des Chiese-gletschers herrühren, der hier eingedrungen war; ob dieser mit dem Ledroaste des Etschgletschers zusammenstieß oder von ihm durch ein eisfreies Thalstück getrennt war, müssen spätere Untersuchungen entscheiden. Die Physiognomie des Ampolathales erinnert mich lebhaft an die des Thales von Ballabio an der Ostseite des Comosees (vergl. S. 797): Wie dieses in das Thal Introbbio, so führt es in das von Ledro, ohne dass ein Übergang zu bewerkstelligen ist. Die Passhöhe wird in einem engen Einschnitte von Schuttkegeln gebildet, zwischen denen ein abflussloses Stück liegt. Sichtlich ist sie hier wie da vom Wasser überflossen gewesen, in unserem Falle wahrscheinlich noch zu jener Zeit, als der Etschgletscher am unteren Ende des Ledrosee endete; damals bot sich den Wassern des Ledrothales kein anderer Ausweg, als durch das Ampolathal. Die höchste Felsenschwelle liegt hier ober dem obersten Wasserfalle nur wenig höher als der Spiegel des Ledrosee (655 m), nämlich in etwa 670 m Höhe.

Dass Chiese-Eis über den Giovo-Pass in das Ledrothal eingedrungen sei, wie Lepsius annimmt, konnten wir nicht bestätigen (S. 867).

Zungenbecken des Idrosee.

Während der Etschgletscher im Gardaseethale enorme Schuttmassen in die Poebene frachtete und hier das grösste Moränenamphitheater am Südrande der Alpen aufbaute, hat der mehrfach mit ihm verbundene innerhalb des Gebirges endende Chiese-gletscher nur unbedeutende Endmoränen hinterlassen. Sein Ende ist aber hier kaum minder deutlich hervorgehoben; es wird durch eines der auffälligsten Zungenbecken gekennzeichnet, das wir innerhalb der Alpen haben. Gegen das Gletscherende wird

das Chiesethal breiter und breiter und nimmt die Gestalt eines langgedehnten Beckens an, das in dem nach Pavesis Messungen 122 m tiefen Idrosee oder Eridio endet. Bis an dessen Ausfluss reichte der Chiesegletscher; weiter abwärts wird das Thal wieder schmal, sogar schmaler als weiter oberhalb.

Vergeblich sucht man an den Flanken des eridischen Beckens solche Serien von Ufermoränen, wie sie am Iseosee bei Sale Marasino und Sulzano auftreten. Gehängeschutt, zu Breccie verkittet, umsäumt das untere Seeende; darunter erscheinen nur ab und zu Moränen Spuren. Einem deutlichen Uferwalde begegnen wir im Dorfe Anfo; bei S. Petronilla bis 531 m ansteigend, buchtet er sich in die Stufenmündung des T. Re; eine Verbanung von gleicher Höhe tritt im gegenüber gleichfalls stufenförmig mündenden Lorazethal entgegen. Darnach möchte ich auf eine Höhe der Gletscheroberfläche von 600 m in der Gegend von Anfo schliessen; am oberen Seeende dürfte sie, nach den Formen des M. Suello zu urteilen 950 m hoch gelegen gewesen sein; am oberen Ende des eridischen Beckens notieren wir sie am Rangosattel in 1200 m. Darnach haben wir im Becken auf 20 km ein mittleres Gefälle der Eisoberfläche von 40 ‰; über dem See aber scheint es noch stärker gewesen zu sein.

Terrassen des Chiesethales.

Auch der Seeausfluss legt keine Moränen bloss. Er stürzt sich über die Trümmer eines vom linken Thalgehänge abgegangenen Bergsturzes. Sie sind es, welche den See stauen. Weiter abwärts stellt sich dann in der Gegend von Lavenone eine deutliche Niederterrasse ein, die bei Vestone den Fluss um 40 m überragt. Oberhalb des Städtchens findet sich unweit Promo daneben der Rest einer höheren, 140 m über den Fluss ansteigenden Schotterterrasse mit beinahe 100 m hohem Felsensockel. Man denkt an eine Hochterrasse neben der Niederterrasse; die Abwesenheit glacialen Materials in ihr vergewissert uns, dass keine ältere Vergletscherung bis hierher gereicht hat. Das eridische Becken scheint das Ende der Würm- wie auch der Riss-Vergletscherung geborgen zu haben; möglicherweise war es von jener nicht ganz ausgefüllt.

Die Niederterrasse von Vestone begleitet den Chiese aus dem Gebirge heraus, wo sie zwischen den Moränen des Etschgletschers und den Brescianer Bergen breiter und breiter wird und schliesslich in die Poebene übergeht. Sie setzt nur stellenweise in Engen aus und wird durch die Moränenausstülpung des Etschgletschers bei Tormini sehr eingeschnürt. Auffällig sind in ihr zahlreiche grosse Blöcke von Tonalit, Porphyr und Urgestein, welche ihre Oberfläche bei Sabbio Chiese, Pavone und Vobarno in grosser Menge überstreuen. Ihr Auftreten erinnert an die zahlreichen grossen Blöcke in der Hochterrasse des Durancethales (S. 701), und hier wie da (vergl. S. 724) drängt sich der Gedanke auf, dass sie bei Ausbrüchen von Gletscherstauseen fortgewälzt worden seien. Solche Seen mussten den Saum des Chiesegletschers am Idrosee ganz ebenso begleiten, wie den des Etschgletschers am Westufer des Gardasees. Haben jene Seeausbrüche vielleicht die Moränenablagerungen an der Zunge des Chiesegletschers weggewaschen?

Interglacial im Vrendathale.

Bei Sabbio Chiese wird die Niederterrasse (300 m) am rechten Flussufer durch eine höhere Terrasse (370 m) überragt, die oberflächlich mit dem rötlich-braunen

Lehm der Gegend bedeckt ist. Sie besteht aus ziemlich fester Nagelfluh, die ihrerseits vornehmlich aus Kalken und seltenen Porphyren zusammengesetzt ist; Tonalite und Urgestein fehlen. Unter der etwa 40 m mächtigen Nagelfluh lagern Thone, nach oben in lockeren Sandstein übergehend. In jenen fand ich südwestlich von Sabbio in 320 m Höhe folgende von F. Sandberger bestimmte Arten: *Bythia tentaculata* L. sp., *Helix obvoluta* Müll., *Sphaerium corneum* var. *nucleus* Stud. Diese Ablagerungen erstrecken sich nicht im Chiesethale aufwärts, sondern erfüllen das Nebenthal der Vrenda, in welchem ihre Verbreitung von Sacco 1896 weiter verfolgt worden ist; er stellt den hangenden Lehm zum Sahariano, die Nagelfluh und die liegenden Thone zum Villafranchiano. Letzterer Deutung können wir uns nicht anschliessen; die oben genannten Arten sind rezente und nicht solche des typischen Villafranchiano von Fossano; auch liegt die Ablagerung viel tiefer, als die gar nicht weitentfernte Nagelfluh des M. S. Bartolomeo, die wir mit Wahrscheinlichkeit dem Villafranchiano zuweisen dürfen. Dagegen pflichten wir Sacco bei, wenn er die Schichtfolge im Vrendathale mit der von Lefte im Val Gandino vergleicht. Beide Vorkommnisse finden sich auch an homologen Stellen; als Ausfüllung von Seitenthälern neben dem Hauptthale, welches wiederholt von fluvioglacialen Ablagerungen erfüllt wurde. Dem Niveau nach ist die Nagelfluh von Sabbio gleich dem hochgelegenen Schotter bei Vestone eine Hochterrasse, und man kann sich ihre Ablagerung ebenso wie die der Hangendschotter von Lefte als Folge der Akkumulation einer nunmehr allerdings grösstenteils zerstörten Hochterrasse im Chiesethale denken. Die Liegendthone des Vrendathales verweisen wir aus gleichen Gründen wie die von Lefte in die Mindel-Riss-Interglacialzeit (vergl. S. 839).

Moränenamphitheater von Rivoli Veronese; Veroneser Klause.

Der Ast des grossen Etschgletschers, welcher dem Etschthale bis zu dessen Mündung in die Poebene folgte, hat hier ein zwar kleines, aber ausgezeichnet entwickeltes Moränenamphitheater hinterlassen. Aus dem Engthale oberhalb Rivoli herausquellend, in dem er durch den schmalen Sporn von Spiazzi an seinem rechten Gehänge bis fast unmittelbar an den Thalausgang zusammengehalten wurde, breitete er sich in Gestalt eines kleinen Fächers von wenig mehr als 3 km Halbmesser im wesentlichen westwärts von Rivoli aus, einen Kranz von fast unverletzt erhaltenen Stirnmoränen aufbauend. Die höchsten erreichen beinahe 300 m Höhe. Ihnen liegen aussen Reste eines weiteren, niedrigeren Jungmoränenwalles vor, und sie umklammern eine Hochfläche von beinahe 200 m Höhe, aus welcher die Firste von drei weiteren Endmoränenwällen hervorragen. Zusammengesetzt wird jene Hochfläche aus horizontal geschichteten, lose verkitteten Schottern, welche einen bräunlichen, deutlich geschichteten Thon überlagern; aus diesem Komplex ragt inselförmig der Berg von Castello heraus, der an seiner Nordseite einen westlich gerichteten Gletscherschliff trägt. Wir haben hier die ungewöhnlich hoch hinauf reichende Ausfüllung eines kleinen Moränenamphitheaters vor uns. Eine solche musste sich entwickeln, da der Ausfluss aus dem Amphitheater nicht, wie die Regel, den Moränenkranz quert, sondern an dessen einer Flanke erfolgt, wo sich die Moränen auf festes Gestein legen. Hier durchbricht die Etsch in der Veroneser Klause einen südwärts gestreckten Sporn des M. Pastel. Deutlich sieht man (vergl. Fig. 118), wie dieser Sporn unter die Moränen des M. la Mesa (312 m) untertaucht. Unter letzterem hätte der Fluss einen bequemeren Ausweg gefunden; nördlich und südlich davon reichen die Glacial-

ablagerungen bis zum Wasserspiegel (94 m) herab. Es gehört die Veroneser Klause hiernach zu den epigenitischen Durchbrüchen. Werden einmal die Moränen des Amphitheaters der Ablagerung erlegen sein, so wird man den Einschnitt im Sporn des M. Pastel noch deutlicher erkennen und der abgeschnittene M. la Rocca (263 m) wird als Inselberg entgegentreten, ähnlich dem M. Castello (240 m) inmitten des Amphitheaters und ein kleiner südlich gelegener Gipfel bei C. Montindone (277 m). Beide liegen in der Richtung des Spornes von Spiazzi am rechten Etschgehänge. Deuten sie auf alte, westwärts gerichtet gewesene Etschläufe, die sich in die Bucht von Garda ergossen?

Etschthalsee.

Das Durchsägen der Veroneser Klause hat viel Zeit gebraucht und lange bestand der von den Endmoränen gestaute See von Rivoli. Weit musste er sich auch im Etschthale aufwärts erstrecken; denn der Sporn hat eine beträchtliche Höhe. Der Umstand, dass sich eine bis auf 189 m herabgehende Lücke in der Moränenumwallung südlich von Rivoli findet, hindert uns aber jene nach dem M. la Rocca sondern (263 m) zu beurteilen; wir dürfen sie für die Zeit, als die Etsch über den Sporn zu fließen begann, nicht höher als rund 190 m ansetzen. Das ist das Niveau, bis zu welchem zahlreiche alte Deltas sich im Etschthale bis in die Gegend von Rovereto finden. Ein solches sehen wir beispielsweise bei S. Margherita oberhalb Ala. Hier baut sich ein abgestutzter Schuttkegel ins Thal. Die Höhe, in der seine flache Böschung aufhört und sich eine steilere einstellt, ist rund 190 m. Höher ist sein Schotter horizontal, tiefer schräge geschichtet. Die unregelmässig meist schräge geschichteten Sande der niedrigen Etschterrasse dicht oberhalb Rovereto, bis rund 190 m Höhe ansteigend, markieren das obere Ende dieses Etschthalsees; mit dem Bergsturze der Lavini di Marco haben sie nichts zu thun, denn sie kehren unmittelbar unter demselben im Dorfe Marco wieder.

Altmoränen und ältere Schotter am Ausgange des Etschthales.

Um das Moränenamphitheater von Rivoli schlingt sich ein Übergangskegel von Niederterrassenschottern, welcher mit dem der benachbarten Jung-Endmoränen des Etschgletschers an der linken Seite des Gardasees verwächst. In dem also entstandenen Schotterfelde umgeht der Tassofluss unser Amphitheater und fließt schliesslich zwischen den Etsch- und Etschthalmoränen der Etsch zu. Am Südfusse des M. Baldo-Zuges aber, im Winkel zwischen den Jungmoränenwällen der beiden aus ihren Thälern hervorquellenden Gletscherzungen, finden sich ältere Moränen, bedeckt mit Lehm und verzahnt mit Gehängebreccien (vergl. Fig. 119, S. 873). Sie erweisen, dass einst, wahrscheinlich während der Riss-Eiszeit, der zwischen Gardasee und Etschthal gelegene Teil des Südfusses der Alpen von Gletschern bedeckt gewesen ist. ~~Etsch-~~ ^{Gardasee-} und Etschthalgletscher waren damals verschmolzen und versperrten nach Nicolis (1895) den im Gebirge gelegenen Teil des Tassothes, sodass hier ein kleiner Stausee entstand. Zahlreiche Rutschungen erschweren den Einblick in die Zusammensetzung des dortigen Geländes; oberflächlich liegen bis gegen Porcino noch erratische Geschiebe umher und eine Gruppe von Trümmern eines krystallinischen Gesteins in etwa 570 m Höhe auf der Südseite des Sattels zwischen Cimo Grande und M. Cordospino macht wahrscheinlich, dass über jenen Sattel Eis vom Etschthal in das Tassothes gelangt ist. Wir ziehen daher auf unserm Nebenkärtchen (S. 835) das obere Tassothes theilweise in den Bereich ehemaliger Gletscherbedeckung ein.

Südlich vom Amphitheater von Rivoli kennen wir keine Altmoränen. Aber Gerölle löcheriger Nagelfluh in den Niederterrassenschottern am Tasso und an der Etsch weisen darauf, dass hier ältere Quartärbildungen einst vorhanden waren. Möglicherweise finden sich Schotter der Riss-Eiszeit unter der Hochfläche von Monte alto di sotto gegenüber Volargne.

Eine von Nicolis 1895 erwähnte präglaciale Nagelfluh auf dem M. Poggio di S. Ambrogio hat nichts mit den Glacialbildungen zu tun. Sie besteht ausschliesslich aus Kalken der Nachbarschaft; Gerölle aus dem oberen Etschgebiete, Porphyre, krystallinische Gesteine u. s. w. fehlen. Charakteristisch sind hier wie in der Nagelfluh des M. S. Bartolomeo bei Salò die schon von Nicolis erwähnten Gerölle mit Eindrücken. Mit jener ist unsere Nagelfluh möglicherweise zu parallelisieren; wir schliessen uns daher in diesem Falle der Ansicht Sacco's an, der sie für Villafranchiano hält.

Aufschüttung der Poebene südlich vom Gardasee und Nachbarthälern.

Die Niederterrassen des Gardagletschers, des Chiesegletschers und des Etschthalgletschers verschmelzen miteinander und bilden den südlich vom Gardasee gelegenen Teil der Poebene. Das Verschwinden des äusseren Moränengürtels im Süden des Gardaamphitheaters, mag es durch Untertauchen oder durch seitliche Erosion verursacht sein, veranlasst uns, unter dem weiten Niederterrassenfelde noch ältere fluvioglaciale Ablagerungen anzunehmen und in dem Komplex von Schichten, den die Bohrlöcher hier über dem Pliocän nachweisen, Äquivalente des gesamten Eiszeitalters zu mutmassen. Dieser Komplex ist von sehr bedeutender Mächtigkeit. Toldo berichtet von einem Bohrloche zu Cremona am Po, das bis 237 m Tiefe herabführt und das Pliocän nicht erreicht (Fig. 115 S. 873), aber in 215 m Tiefe noch ein Torflager erschliesst. Nach Tommasi treffen auch die vier 107—123 m tiefen Bohrlöcher in Mantua (Fig. 116 S. 873) nicht das marine Pliocän, sondern durchsinken Sande und Thone, in welcher letzteren Corti 1895 bis zu 92 m Tiefe herab rezente Süsswasserdiatomeen nachwies, in 76—79 m Tiefe z. B. 36 Arten, von denen 18 auch in den Torfen am Tessin (vergl. S. 793) vorkommen; 13 gehören der alpinen, 6 der nivalen Zone an; in 91—92,5 m Tiefe waren von 10 Arten nicht weniger als 5 nivale. Also tief unten in der Poebene Zeugen eines eiszeitlichen Klimas! Endlich führt keines der Bohrlöcher von Legnago, die Toldo erwähnt, bis zum marinen Pliocän; das 111 m tiefe der Contrada Mura daselbst (vergl. Fig. 119 S. 873) erschloss in 70 m und 103 m Tiefe Torf, welcher also hier bis 87 m, bei Cremona 180 m unter dem Meeresniveau gelegen ist, während bei Mantua das unterste Vorkommen von Süsswasserdiatomeen rund 70 m unter dem Spiegel der Adria liegt. Die Poebene südlich des Etschgebietes ist ebenso wie südlich der insubrischen Seen eine gewaltige Geosynklinale, entstanden während des Eiszeitalters, erfüllt mit einem mächtigen Komplex sandiger und thoniger Schichten. Dieser bildet im Verein mit den Moränen und Schottern südlich des Gardasees, deren Liegendes nirgends erschlossen ist, einen enormen Damm, welcher jenen See staut, und durch dessen Wegnahme man den Seespiegel um sehr viel, mutmasslich um mehr als 150 m senken könnte. So ist denn der Gardasee gleich dem Langen- und Comosee (vergl. S. 809) zu einem guten Teile Abdämmungssee.

A. Grund hält einen entsprechenden Komplex sandiger and thoniger Schichten in den Bohrlöchern von Grado und Venedig, weil er im Hangenden von Schottern auftritt, für postglacial (Die Entstehung der Geschichte des Adriatischen Meeres. Geogr. Jahresber. a. Österreich VI. 1907. S. 1). Das Vorkommen von Torfen mit glacialen Diatomeen in unserem Komplex vergewissert uns, dass dieser namentlich Gebilde des Eiszeitalters umfaßt, die mitten in der Poebene in anderer Facies als am Alpenaume auftreten, was wir bereits S. 793 für die Gegend von Mailand erwiesen.

VII. Übertiefung des Etschgletschers.

Vintschgau und Gegend von Meran. Etschthal in der Etschbucht; Bänder und Gesimse. Eisackthal. Engen und Weitungen; Schlucht des Kuntersweges. Pusterthal. Beckenmündungen. Nocethal. Avisiothal. Übertiefung des Etschthales am Abfalle des Mendelrückens. Mündungsenge des Etschthales und Thal von Loppio. Eiszeitliche Thalverlegung der Etsch. Pass von Terlago. Val Sarca. Sarcaschlucht und Val Cavedine. Val di Genova und Val di Fumo. Val di Rendena und Becken von Stenico. Pass von Roncone und Chiesethal.

Gardaseethal, Struktur. Alter des Gardasees. Verhältnis von Wanne und Thal des Gardasees. Vermeintliche Entstehung des Gardasees durch Krustenbewegungen. Entstehung des Gardasees durch glaciäre Erosion. Der Gardasee kein Reliktensee. Der Pass von Pergine. Alter der Gesimse im Etschgebiet. Postpliocäne und quartäre Verbiegung des Alpensaumes. Beträge der postpliocänen und quartären Verbiegung. Alter der Oberflächenformen im Etschgebiet.

Vintschgau und Gegend von Meran.

Das Etschthal ist in einer Weise übertieft, wie kein zweites Thal der Alpen. Die Übertiefung beginnt auf dem Passe von Reschen-Scheideck. Das überfließende Eis des Inngletschers hat ihn stark ausgefurcht; stufenförmig, rund 400 m über dem Passe, münden die Thälchen des von Westen kommenden Rojen- und Zerzer-Baches. Johann Müllner hat 1900 gezeigt, dass beide früher dem Inn tributär waren und ausgeführt, dass sie ihm durch Anzapfung von Seiten der Etsch entfremdet wurden. Wir glauben, dass letzteres direkte Folge des Überfließens der Eismassen ist: Wie auf dem Malojapasse hat die Transfluenz den Pass nicht bloss vertieft, sondern die Wasserscheide auch zu Gunsten des Flussgebietes, wohin das Überfließen stattfand, verschoben. Ein Trog ist quer über den Pass hineingeschnitten worden mit Gefälle nach Süden. Dadurch sind die kleinen zum Passe herabführenden Thäler des Unterlaufes beraubt worden und münden nun auf hohen Stufen, an deren Fuss sie einbiegen. Dies sieht man besonders deutlich am Vivanthale, einem wahren Modelle eines Hängethales auf der Ostseite des Passes. Ganz grossartig ist die Übertiefung des Vintschgauer Thales. Nur das von Westen kommende Tauferer- oder Münsterthal, wo das eigentliche Stammthal der Etsch, mündet gleichsohlig, sonst allenthalben Mündungsstufen, worauf St a c h e und J o h n bereits hingewiesen haben. Typische Beispiele liefern das Matscher Thal oberhalb Schluderns und das Schnalser Thal oberhalb Naturns; so manchem Wanderer, der von hier ins Oetzthal ging, ist der steile Berg in Erinnerung, den er neben der Mündungsklamm des Schnalser Baches erstieg, nachdem er zuvor prächtige Gletscherschliffe am Gehänge des Etschthales bemerkt hatte. Auch das Suldenthal mündet stufenförmig; doch ist die hohe Stufe von Stilfes bereits tief zerschnitten. Der Gesamtcharakter des Thales ist der eines Troges; aber der Trogboden ist tief begraben unter aussergewöhnlich grossen Schuttkegeln; diese jedoch lehnen sich meist an steil abfallende Thalwände. Nicht selten sieht man über den letzteren breite Terrassenflächen; solche zeigen sich in 2000 m Höhe beiderseits der Passhöhe von Reschenscheideck, von wo sie bezeichnender Weise in Erinnerung an frühere hydrographische Zustände etwas gegen Süden ansteigen; sie treten namentlich im Knie des Vintschgaus bei Neu-Spondinig, im Schludernser, Sonnen- und Laaser Berge in 1400—1500 m Höhe entgegen; wir treffen deren zwei bei Naturns (Sonnenberg 1300—1400 m, Rofen 1013 m), und gegenüber Partschins (Aschbach 1353 m und St. Martin 1272 m, Quadrat 814 m).

Die Übertiefung begleitet die Etsch weiter, nachdem sie sich südwärts gewendet hat. Stufenförmig mündet bei Meran das Passerthal; der Küchelberg (500—600 m)

ist die Höhe der bereits stark zerschnittenen und abgeschliffenen Stufe. Zusammenhängender ist die wenig weiter abwärts auf der rechten Thalseite gelegene Mündungsstufe des Ultenthal, an die sich eine langgedehnte Terrasse anschliesst. Sie genau an die Höhe der Quarzporphyrplatte haltend, erscheint sie bei Prissian und Tisens (635 m) wie ein Schichtband, das sich an den Wechsel schwerer und leichter zerstörbarer Gesteine knüpft; sie bildet hier den Sockel der mächtigen Kalkwände des Thales, von denen sie durch Ausbisse der leichter zerstörbaren Grödener und Werfener Schichten getrennt ist; aber wenige Kilometer thalaufwärts springt sie unfern Völlau (718 m) in das Bereich des Tonalites über und erweist sich hier als typischer alter Thalboden. Eine höhere Terrasse liegt weiter abwärts am Burgstalleck (1024 m). Gleichsohlig erscheint die Mündung des Eisackthales; jugendliche Thalauffüllungen erstrecken sich von der Etsch aus ein Stück aufwärts am Eisack und gewähren Raum für die Stadt Bozen; aber unmittelbar oberhalb engt sich das Thal so ein, dass es lange Zeit unwegsam blieb und der Verkehr die breiten Terrassen des Ritten aufsuchen musste. Folgt man der alten Strasse, so erkennt man, dass das Eisackthal in Wirklichkeit stufenförmig mündet, und dass die Stufe ziemlich tief durchschnitten ist. In ähnlicher Weise mündet bei Bozen, worauf bereits 1868 Gredler aufmerksam machte, das Sarntal klammartig, und die berühmte Eggenthaler Schlucht ist die Klamm, welche der Bach in die Mündungsstufe des Eggenthales eingeschnitten hat.

Etschthal in der Etschbucht. Bänder und Gesimse.

Ausserordentlich grossartig ist die Übertiefung jenes Teiles des Etschthales, welches der Etschbucht folgt. Stufenförmig münden die kleinen unterhalb Bozen vom Porphyrrplateau herabkommenden Thälchen, wie das des Brantenbaches bei Leifers: ebenso mündet aber auch das grosse Thal des Avisio bei Lavis, und wenn sich zwischen Deutsch- und Wälschmetz die Etschthalsohle am Noce aufwärts buchtet, so liegen die Dinge in Wirklichkeit doch ebenso wie am Eisackthale bei Bozen; dicht oberhalb folgt die Thalenge von Rocchetta, welche das Ende vom alten Thalboden des Nonsberges bezeichnet. Stufenförmig mündet bei Trient das Thal des Fersnbaches, bei Rovereto das des Leno. Ganz grossartig ist die Entwicklung der Felsterrassen namentlich an der Westseite des Thales. Sie machen wie die unterhalb Meran befindlichen auf den ersten Blick den Eindruck von Felsbändern; denn vielfach wird ihr Abfall von einem besonders widerstandsfähigen Gesteine, ihre Höhe von einem leichter zerstörbaren gebildet. So erscheint die Terrasse von Eppan mit dem Mittelbergrücken (Mannhübel 643 m) unterhalb Bozen ähnlich der von Prissian als der Porphyrssockel des Kalkgebirges der Mendel; aber wenig weiter unterhalb ist die Fortsetzung der Terrasse zwischen Kurtatsch und Margreid bei Penon (600 m) in den Mendeldolomit eingeschnitten, und wenn auch die höher gelegene prächtige Terrasse von Fai (960 m) über Wälschmetz sichtlich an einen in die Triaskalke eingesunkenen Streifen von Scaglia und Eocän geknüpft ist, so sehen wir doch wenig weiter oberhalb bei Unterfennberg (1075 m) in entsprechender Höhe eine Terrasse auf Triaskalk und auf der andern Seite des Etschthales schneidet ein Gesimse von wenig über 1000 m Höhe zwischen Salurn und San Michele Schlerndolomit und Porphyrr quer ab. In der Fortsetzung der tieferen Terrasse von Eppan aber zieht sich von San Michele bis Matarello unterhalb Trient eine Felsterrasse zwischen 400 und 600 m

Höhe, die bald von Bozener Quarzporphyr, bald von Triasschichten, um Trient sogar von Scaglia und Eocän gebildet wird. Ähnliche Unabhängigkeit vom Gesteinscharakter zeigt bei Rovereto die breite, bis 500 m ansteigende Terrasse, auf welcher das Lenothal mündet, sowie höhere Gesimse am Abfalle der Filadonna (Dosso de Vignali 800 m) und des Finocchio (Dosso Lugherini 848 m), welche zu den Hochthälern von Folgareit (Folgaria) und von Cai gehören. Wir haben es in allen diesen Gesimsen mit Resten alter Thalböden zu thun.

Es kann nicht Wunder nehmen, dass in einem Thale, das wie jenes der Etsch unterhalb Bozen im grossen und ganzen dem Schichtstreichen eines aus widerstandsfähigen Schichten zusammengesetzten Komplexes folgt, die Gesimse der alten Thalböden sich vielfach an Gesteinsgrenzen halten, wo sonst die Entwicklung von Bändern begünstigt ist. Nur darf man nicht in jedem Terrassenstücke bloss das Schichtband erkennen und muss beachten, dass es ziemlich ausgedehnte Terrassen gibt, die sich wohl streckenweise längs Gesteinsgrenzen, im grossen und ganzen jedoch parallel dem heutigen Thalboden erstrecken, wovon man sich bereits bei einem Studium der von Vacek geologisch aufgenommenen Blätter der österreichischen Spezialkarte überzeugen kann. Solche Terrassenstücke vergewissern uns, dass die Terrassierung des Etschthalgebirges unterhalb Bozen nicht bloss mit den natürlichen Böschungswinkeln der dort auftretenden Gesteine zu tun hat, sondern mit einzelnen Stadien in der Vertiefung des Thales, welche wie die aller grossen Alpenthäler durch Ruhepausen unterbrochen war. Solcher Stadien haben wir bisher zwei, ein tieferes und ein höheres, unterschieden. Noch höher liegt das Porphyrl plateau von Bozen, es stellt keineswegs, wie man auf den ersten Blick mutmassen möchte, eine Fläche dar, wie eine solche bei der Abtragung des Gebirges an der Oberfläche der Quarzporphyrdecken als blossgelegte Schichtfläche zur Entwicklung kommen musste, sondern verläuft im einzelnen unabhängig von jener Grenze als ein grosses Gesimse; weit reicht der Bozener Quarzporphyr aus den Grenzen des Bozener Porphyrl plateaus heraus und nimmt verschiedentlich die Formen des Hochgebirges an; die Oberfläche jenes Plateaus wird aber keineswegs bloss von Porphyr und auf grosse Strecken vom hängenden Gröden Sandstein zusammengesetzt, sondern sie erstreckt sich selbst über Bellerophon- und Werfener-Schichten hinweg, die in der Gemeinde Ober-Eggenenthal am Westfusse des Latemar in den Porphyr eingesunken sind.

Unsere alten Thalböden stehen zu dem ziemlich verwickelten Gebirgsbau der Etschbucht lediglich in mittelbarer Abhängigkeit: sie haben sich insbesondere dort erhalten, wo leichter zerstörbare Gesteine über schwerer zerstörbaren lagern. Wo diese durch tektonische Bewegungen in das Bereich von jenen gebracht worden sind, ziehen sie daher nicht selten das Auftreten von Terrassen nach sich und es sieht dann gelegentlich so aus, als ob die Verwerfung die Ursache der Terrasse sei. So ist z. B. bei Tramin ein Streifen des Mendeldolomits gegen das Etschthal abgesunken, an den sich die Terrasse von Graun (793 m) knüpft; dieselbe hat direkt nichts mit der Verwerfung zu tun, denn letztere bringt weiter nordwärts im Bereiche der Werfener Schiefer kaum einen Gehängeknick hervor. Die mittelbare Abhängigkeit der Terrassenbildung von Verwerfungen tritt namentlich bei den Gehängebändern entgegen; wenn ein zur Bandbildung sich neigendes Gestein von Staffelbrüchen durchsetzt wird, dann kann es scheinen, als ob letztere eine zusammenhängende Terrasse in mehrere Staffeln zerlegt hätten, und als ob die Thalbildung ganz wesentlich durch Krustenbewegungen gefördert gewesen sei. So staffeln Brüche westlich von Rovereto das rechte Etschthalgehänge ab, weil sich an jede der abgesenkten Partien des Eocänkalkes eine Abstufung knüpft. Auch bei Trient verursachen Brüche stufenförmige Absätze des aus Eocänkalken gebildeten Gehänges von Sardagna gegen den Dos Trento. Es lässt sich leicht erkennen, dass in allen diesen Fällen die Abstufelungen der Gehänge an die Blosslegung desselben Gesteines in verschiedenen Niveaus, nicht aber an ein Zerbrechen bereits gebildeter Terrassen geknüpft ist; denn sobald die Störungslinien aus dem Bereiche verschieden widerstandsfähiger Gesteine sich in gleichartige hinein erstrecken, kommen sie morphologisch nicht mehr zur Geltung. Der verwickelte Gebirgsbau der Etschbucht ist weit älter, als deren Thaltiefen, wie schon daraus hervorgeht, dass letztere vielfach hypogene Strukturen blosslegen.

Die kräftige Terrassierung namentlich des rechten Gehänges beeinträchtigt den Trogcharakter des Etschthales, derselbe wird weiter durch die Entwicklung einer

breiten aufgeschütteten Thalsohle gestört, aber er kommt in steilen Felswänden beiderseits der letzteren voll zur Geltung. Der 200 m hohe Sturz des kleinen Baches von Sardagna gegenüber Trient ist ohne starke vorausgegangene Unterschneidung der Thalgehänge nicht denkbar.

Eisackthal.

Wesentlich anders als im Etschtale gestaltet sich die Übertiefung im Eisackthale. Ihr fehlt der Zusammenhang. Hierin spiegelt sich die Thatsache, dass das Eisackthal nicht durchweg wie das Etschthal die Bahn eines Hauptgletschers gewesen ist. Der Brenner, auf dem der Eisack entspringt, trägt ungleich viel weniger als der Pass von Reschen-Scheideck die Spuren vom Überfließen des Eises; er ist eine ziemlich schmale Furche, deren Ausgestaltung vornehmlich durch rinnendes Wasser erfolgt ist. Sie bricht bei Gossensass mit einer Stufe von 200 m Höhe, welche die Eisenbahn zu einer grossen Schleifenbildung nötigt, gegen den breiten und tiefen Trog des Pflerschthales ab. Der Eisack stürzt zu seinem Nebenflusse herab und mit diesem vereint durchmisst er eine stark zerschnittene Stufe, um in das Becken von Sterzing zu gelangen, während zwei andere Thäler hier gleichsohlig münden, im Norden des Pfitscher Thal, welches einen Zufluss von Zillertaler Eis erhielt, im Westen das grosse von den Stubaiern kommende Thal von Ridnaun. Beide Thäler sind typische Tröge, deren obere Partien jedoch infolge von Bergstürzen tief verschüttet worden sind, welche sich als ungeheure Dämme, felsige Stufen nachahmend, quer über sie hinweglegen. Erst unterhalb des Dammes von Mareit kommt die Übertiefung des Ridnaunthales voll zur Geltung; da münden das Ratschings- und Jaufenthal stufenförmig; die viel besuchte Gilfenklamm ist der Einschnitt in die Stufe von Ratschings. Das Sterzinger Becken trägt, wie bereits 1903 hervorgehoben wurde, durchweg den Charakter der Übertiefung; es ist eingeschnitten in einen höheren Boden; seine Überreste treten in zwei Gesimsen von 1100 m und 1300 m nahezu ringsum entgegen; auf ihnen mündet das kleine Eggerthal. Das Thalbecken von Sterzing endet dort, wo der Eisack aus dem Bereiche leicht zerstörbarer Schiefer in das des Tonalits von Brixen eintritt; so lange er in diesem fliesst, ist sein Thal steilwandig und eng und trägt den Charakter eines unvollendeten Durchbruches. Das ist der Engpass der Sachsenklemme. Sobald unser Fluss aber wieder in Schiefer kommt, stellt sich abermals eine Thalweitung ein, das Becken von Brixen. Es beginnt mit einem alten Thalboden von 900 m Höhe, dem Schabser Plateau; der Eisack schneidet darin zunächst ein enges Thal ein; dann tritt er in eine breitere sichtlich übertiefte Furche über, in deren Mitte Brixen liegt; beiderseits setzt sich der alte Thalboden in Form breiter dörferbesetzter Gesimse fort. Jene Furche wird unterhalb Brixen zusehends schmaler und läuft schliesslich in die enge Schlucht des Kuntersweges aus, in welcher der Eisack das Porphyrlateau oberhalb Bozen durchbricht; hoch über ihren stellenweise sehr steilen Wänden kann man den alten Thalboden als einen reich besiedelten Streifen von rund 800 m Höhe weiter verfolgen, beiderseits dessen das Porphyrlateau in Absätzen höher ansteigt. Auch dieses Gesimse ist unabhängig vom Gesteinscharakter; in der Gegend von Waidbruck tritt es ohne merkliche Höhenänderung aus dem Bereiche des Schiefers in das des Porphyrs über.

Engen und Weitungen. Schlucht des Kuntersweges.

Der geschilderte Wechsel von Engen und übertieften Weitungen im Eisackthale steht in räumlicher Beziehung zum Wechsel der Gesteine längs des Flusses: die

Weitungen knüpfen sich an leicht zerstörbare Schiefer, die Engen treten im Bereiche von Eruptivgesteinen, die der Sachsenklemme im Tonalit, die des Kuntersweges im Bozener Quarzporphyr auf. Von diesen beiden Gesteinen erweist sich der Tonalit allenthalben in den Alpen als äusserst widerstandsfähig gegenüber den thalbildenden Kräften, und wir zweifeln nicht, dass die Enge der Sachsenklemme im wesentlichen durch seine Resistenzfähigkeit verursacht ist. Anders der Porphyr. Dass in ihm breite, übertiefte Thäler eingeschnitten werden konnten, sahen wir im Etschthale zwischen Meran und Bozen; wenn es sich am Eisack im Kunterswege anders verhält, so ist dies wohl nicht bloss mit seinem Auftreten in Zusammenhang zu bringen. In der That sehen wir, dass die übertiefte Furche von Brixen sich schon im Bereiche des Schiefers zu verschmälern beginnt. Ihr Ende in der Gegend von Waidbruck fällt zwar mit der Grenze von Schiefer und Porphyr nahezu zusammen; aber hier ist zugleich auch, wie schon L. de Laeger bemerkte, die Stelle, wo der zwischen den Porphyrbergen der Sarntaleralpen und den Dolomiten im Osten eingezwängt gewesene Eisackgletscher sich auf dem Bozener Porphyrplateau auszubreiten vermochte; in die Breite gehend, liess aber seine Fähigkeit nach, in die Tiefe zu arbeiten. Es musste daher hier die von Brixen an übertiefte Furche aussetzen und zwischen ihr und der vom Etschgletscher im Etschthale übertieften Furche ein Riegel stehenbleiben, den nach dem Schwinden des Eises das rinnende Wasser zerschnitt. Nun sind aber nur die untersten 30—40 m des Kuntersweges ein postglacialer Einschnitt mit jugendlichen Formen; höher setzen Böschungen ein, die da und dort mit Schottern und Moränen überdeckt sind. So sieht man z. B. unweit Atzwang ein mit Schotter erfülltes altes Thalstück wenig hoch über dem Eisack und deutliche Moränen fanden wir schon 150 m über dem Flusse.

Dieser Befund widerspricht nicht unbedingt unserer Annahme von der Entstehung der Kunterswegschlucht durch rinnendes Wasser zwischen zwei übertieften Furchen. Wir müssen berücksichtigen, dass an letzteren nicht bloss eine, sondern nach unserer Kenntnis vier verschiedene Vergletscherungen gearbeitet haben. Viermal setzte die Arbeit des rinnenden Wassers neu ein, um die Furchen durch einen Einschnitt zu verbinden, und dreimal wurden seine Werke durch eine neu eintretende Vergletscherung verwischt. In der That sehen wir an den Wandungen der Schlucht, dort wo sie abgeböschet ist, mehrere recht deutliche Terrassen; wir können drei Gesimse unterscheiden, bis wir den breiten alten Thalboden erreichen, den wir von Brixen her kennen. Diese Gesimse verraten uns, dass die Schlucht des Kuntersweges nicht das Werk eines kontinuierlichen, sondern eines dreimal unterbrochenen Einschneidens ist. Das ist das, was wir unter der Annahme von vier verschiedenen Eiszeiten zu gewärtigen haben. Höher finden sich noch weitere Abstufungen des Thalgehänges, deren Bedeutung minder bestimmt ist.

Unsere einschlägigen Beobachtungen wurden in der Gegend oberhalb Bozen gemacht. Über dem Eisack, etwa 290 m, treffen wir folgende Terrassen:

- 1) Die Terrasse von Dorf Kardaun (358 m) und St. Georg (342 m).
- 2) Die Terrasse von St. Anna (455 m), St. Justina (456 m) und Eisack (461 m).
- 3) Die Terrasse vom Baumannhofs (600 m) und Kampenn (612 m).
- 4) Die breite Terrasse von Unterplatten (780 m) und Kolbengützl (753 m), die wir über Unter Aicha (700—800 m), Völserried (700—800 m), St. Ostwald (746 m), Ried bei Waidbruck (776 m), Nafen bei Gufidaun (800 m) und Feldthurns (817 m) ins Brixener Becken verfolgen können.

Es folgen nun in grösserer Höhe die Abstufung von St. Sebastian (907 m), Unterinn (908 m), Völs (908 m), Lengstein (974 m), Verdins bei Klausen (959 m), die von Krummeck bei Oberbozen (1113 m), Klobenstein (1149 m), Wasserbügel bei Lajen (1105 m), Freins bei Klausen (1112 m), endlich die von Hauben bei Theiss (1220 m).

Diese höheren Abstufungen unterscheiden sich von den tieferen Terrassen durch ansehnliche Breitenentwicklung. Sie sind langgedehnte Böschungen, von denen uns nicht sicher ist, ob sie durchweg alte Thalböden sind, oder ob sie nicht vielleicht Stücke von flachen Thalgehängen sind, welche in verschiedenen Höhen quer abgeschnitten sind, sodass sie als Absätze von verschiedener Höhe erscheinen. Die Beantwortung dieser Frage sowie eine eingehende Verfolgung der tieferen Terrassen scheidet gegenwärtig an der Beschaffenheit der vorhandenen Karten. Der Massstab der österreichischen Spezialkarte 1 : 75 000 lässt die genaue Wiedergabe aller einzelner Terrassen nicht zu, die Originalaufnahme 1 : 25 000 ist aber dafür zu roh. Die genaue Festlegung aller Terrassen des Kunterweges setzt eine neue kartographische Aufnahme dieser langen Schlucht voraus. Solange eine solche fehlt, wagen wir noch nicht, die Folgerungen zu ziehen, welche sich aus dem mitgetheilten Befunde ergeben, und beschränken uns auf die Möglichkeit hinzuweisen, aus der Zahl der Gesimse in Thalstrecken, in welchen die glaciale Übertiefung nicht eintrat, auf die Zahl der Vergletscherungen zu schliessen, welche die Gegend betrafen.

Was von der Schlucht des Kunterweges gilt, gilt von allen Stufenmündungen. Wir haben bereits S. 609 bei Würdigung derjenigen des Wallis gesehen, dass sie gelegentlich doppelte sind, dass eine Mündungsstufe in die andere geschachtelt ist. Sehr deutlich tritt uns dasselbe auch in der Mündung des Eggenthales entgegen: Die unterste der breiten Terrassen stülpt sich weit darein hinein, auf ihr führt der alte Thalweg von Kardaun über Gummer nach Welschnofen. Aber die untersten 40—60 m der Eggenthaler Schlucht können als postglacialer Einschnitt gelten. Höher folgen Schotter, mit denen wir uns noch beschäftigen werden, und abgeböschte Formen.

Pusterthal.

Die Regel, dass dort, wo ein Gletscher sich ausbreiten kann, seine Fähigkeit zu übertiefen nachlässt oder ganz aufhört, tritt uns mit grösser Deutlichkeit auch im Pusterthale entgegen. Dieses grosse Längsthal ist bekanntlich hydrographisch keine Einheit; es wird im Westen durch die Rienz zur Etsch, im Osten durch die Drau zur Donau entwässert. Aber morphologisch hat es von der Rienz mündung bis ins Draugebiet hinein einheitliche Züge, welche im Auftreten ausgedehnter, breiter felsiger Terrassen, eines wahren Mittelgebirges, bestehen. Es lassen sich zwei verschiedene Niveaus unterscheiden. Das eine, tiefere, schliesst sich an das Plateau von Schabs im Brixener Becken an und steigt allmählich bis über 1300 m Höhe im Draugebiete unfern Sillian an; das höhere setzt daneben in 1400 m Höhe ein und steigt bis nahe 1600 m Höhe unfern der Wasserscheide zwischen Rienz und Drau an. Wer aus der Gegend von Bruneck abwärts ins Pusterthal blickt oder von Westen her in dessen Westende hineinschaut, wird leicht den Eindruck erhalten, als ob beide Terrassen zusammengehörten und eine einzige, westwärts ansteigende bildeten; eine Wanderung thalaufwärts aber vergewissert uns, dass regelmässig die beiden Terrassen nebeneinander vorkommen.

Stehen wir an der Mündung des Pusterthales auf dem Plateau von Schabs des Brixener Beckens, so sehen wir, wie sich Ausläufer dieses Plateaus in der Gemeinde Rodeneck (900 bis 1000 m) und bei Spinges (Vogelbichl 1019 m) in die Mündung des Pusterthales hineinziehen; hier aber stellt sich alsbald bei Meransen (1419 m) und am Ausläufer des Astjoches gegen Mühlbach (1418 m) ein erheblich höheres Gesimse ein, das thalaufwärts zunächst herrschend wird, aber bald erscheint das tiefere Gesimse wieder; es trägt den Pirstallhof bei Ober-Vintl und die Häuser von Getzenberg auf der anderen, südlichen Thalseite; um Bruneck wird es dann sehr ausgedehnt; Issing (964 m) und Pfalzen (1022 m) westlich, Reischach (956 m) südlich sowie Nasen (1042 m) östlich von Bruneck liegen darauf. Daneben fehlt jedoch das höhere nicht; es tritt namentlich zwischen dem Tauferer und Antholzer Thale auf; es bildet hier die Abstufung, die bis Tessel-

berg (1485 m) reicht, und den langen Rücken des Trieselsberges (1476 m) unterhalb Olang. Auch oberhalb Olang haben wir beide Gesimse nebeneinander: das untere bei Taisten (1212 m) nördlich Welsberg, das obere westlich davon gegen Nieder-Rasen hin in 1500 m Höhe, ferner weiter südlich auf der anderen Thalseite um Ausser-Prags in gleicher Höhe. Etwas höher erscheint das obere um Toblach und Innichen auf beiden Thalseiten; das untere tritt hier am Sporne der Burg (1317 m) zwischen Sexten und Pusterthal auf, und kehrt noch viel weiter ausserhalb des Rienzgebietes im Kartitscher Thale (1350 m) über der Drau bei Sillian entgegen.

Beckenmündungen.

In das also terrassierte Pusterthal münden von Norden her drei Thäler der Zentralalpen, welche jeweils in typischer Weise übertieft sind und Trogcharakter haben. Das grösste ist das Tauferer Thal, dessen Verästelungen bis an den Südabfall der Zillerthaler Alpen heranreichen. Sein übertiefter Boden erstreckt sich bei Bruneck ins Pusterthal hinein, und endet hier bei St. Lorenzen stumpf inmitten der tieferen Felsterrasse, die ihn in weitem Bogen umspannt. In ähnlicher Weise zieht sich die übertiefte Sohle des weiter oberhalb mündenden Antholzer Thales bei Olang bis in das Pusterthal hinein, tief einschneidend in die höhere Terrasse, die beiderseits seiner Mündung zusammenhängende Flächen bildet. Wir haben es in beiden Fällen mit typischen Beckenmündungen, den Gegenstücken zu Stufenmündungen zu tun. Dagegen reicht der Trogboden des dritten kleinsten zentralalpiner Thales, des Gsieser Thales bei Welsberg nicht bis in das Pusterthal hinein: es endet bei Taisten an dessen niedriger Felsterrasse und der Gsieser Bach hat bei Welsberg eine Mündungsklamm. Zwischen diesen drei stumpf endenden übertieften Böden der Nebenthäler ist die tiefste Partie des Pusterthales ziemlich schmal; zwischen Welsberg und dem Olinger, zwischen diesem und dem Brunecker Becken ist sie klammähnlich mit starkem Gefälle, weswegen der Eisenbahnbau hier auf Schwierigkeiten stiess; wenig weiter ist der burgenbesetzte Auslass aus dem Brunecker Becken; erst in seiner untersten Partie weitet sich um Vintl das Pusterthal zu einer übertieften Furche wiederum aus, wie wir eine solche auch in seiner obersten Partie kennen, wo die übertieften Thäler der Dolomiten, das Höhlensteiner Thal der Rienz und das Prager Thal gleichsohlig in eine bei Welsberg endende Weitung münden.

Die geschilderten Verhältnisse stehen im Einklang damit, dass das Pusterthal von einer riesigen, gestauten Eisansammlung erfüllt war, deren Bewegung, wie wir gesehen haben, äusserst gering gewesen ist. Sie übte im allgemeinen keine übertiefende Wirkung aus, während ihre kräftigen Zuflüsse von den Zentralalpen und von den Dolomiten solche in hohem Umfang entfalteten und dieselbe umso weiter in das Pusterthal hinein fortsetzten, je mächtiger und grösser sie waren, bis auch ihre lebendige Kraft in dem See von Eis erlahmte, in den sie mündeten. Lediglich dort, wo sich zwischen den südlichen Vorlagen der Zillerthaler Alpen und dem Astjoche das Pusterthal einengt, furchten die ihm entströmenden Eismassen den Thalboden von Vintl aus, aber beim Übertritte in das Brixener Becken erlahmte wieder ihre Kraft; es mündet deshalb hier das Pusterthal stufenförmig etwas unter dem Niveau des Plateaus von Schabs, und aus enger Schlucht ergiesst sich bei Brixen die Rienz in den Eisack.

Nocethal.

Das Nocethal zeigt einen ähnlichen Charakter der Übertiefung wie das Eisackthal. Eingeschnitten in hohe Erhebungen, anfänglich in die Ortlergruppe, dann zwischen dieser und der Adamellogruppe erscheint es als typischer Trog. Stufen-

förmig mündet bei Fucine das grösste Seitenthal, das vom Tonalepasse kommende Val Vermiglio, und in diesem gibt es einen stufenförmigen Absatz an der Mündung des aus der Presanellagruppe kommenden Val Stavel; wie im obersten Eisackthale ist das aus dem hohen Gebirge kommende Seitenthal mehr übertieft, als das vom Passe sich herabziehende Hauptthal. Den Tonalepass haben wir schon S. 824 als altes Thalstück bezeichnet; wir können dessen Niveau noch in den hoch gelegenen Mündungen einiger Seitenthäler des Vermigliothales, im Val di Strino und Val Palù, weiter verfolgen. Dort nun aber, wo der Nocebach in scharfem Knie aus dem tief eingeschnittenen Sulzberg in den breiten Nonsberg übertritt, und sich der Nocegletscher in die grosse Eisansammlung von Bozen-Trient ergoss, dort hört mit einem Male die Übertiefung auf, und sehen wir von den engen, den Flüssen folgenden Einschnitten ab, so stellen uns die Hochflächen des Nonsberg wohl das grösste Stück eines intakt erhaltenen alten Thalbodens dar, das wir in den Alpen kennen. Vaceks Profile im Führer für die geologischen Exkursionen in Österreich lassen deutlich erkennen, dass wir es hier keineswegs etwa mit der Bodenfläche einer grossen Schichtmulde zu tun haben, sondern mit einer Abtragungsfläche, welche von den Einzelheiten des geologischen Baus recht unabhängig ist. Auffällig ist der landschaftliche Gegensatz zum benachbarten Etschthale: im Nonsberg ein breites offenes, dort ein tief eingeschnittenes Thal; hier oben Felder mit Reihen von Maulbeerbäumen, dort ein versumpfter Thalboden mit den schilfigen Wiesen der Paludi, an den Gehängen aber Weinbau, die Rebe über Pergeln gezogen; hier oben sanfte Formen, da unten jähere, der unterschrittene Abfall des Porphyrlateaus, der untergrabene des Mendelrückens mit seinem an mediterrane Landschaften gemahnenden Profile, nebeneinander ein alter mehr als 600 m hoch gelegener Boden und die heutige Thalsole von wenig über 200 m Erhebung.

Avisiothal.

Ganz ähnlich wie im Nocethale liegen die Dinge im Avisiothale. Seine oberste Partie, das Fassathal, ist ein typischer Trog, begleitet von Hängethälern, unter denen das Contrin-Thal wohl das beste und bekannteste ist. Unterhalb des Karrerpasses, wo Eis auf das Bozener Porphyrlateau hinüberflutete, engt sich das Thal ein; hier liegt die Scheide zwischen dem Fassa- und Fleimsthal. Letzteres setzt bei Predazzo an der Mündung des Travignolothales trogförmig ein; in diesem Seitenthale hat sich bei Bellamonte (1373 m) ein sehr breiter alter Thalboden erhalten, und Reste eines solchen begleiten in 1200—1300 m das Fleimsthal weiter unterhalb. Bei Cavalese verbreitern sie sich sodann zu einer Thalweitung von 1100—1200 m Höhe, in welcher der Trog des Fleimstales stumpf endet. Wir sind an die Stelle gelangt, wo der Avisiogletscher sich in die grosse Eisansammlung von Bozen—Trient ergoss.

Aus dem Becken von Cavalese führt der Thalpass von San Lugano (1100 m) nach dem Etschthale bei Neumarkt; er bildet den vielbenutzten Eingang ins Fleimsthal; denn der Avisio verlässt dasselbe in einem engen Thale, dem nur schwer wegsamen Zimmerthale oder Val di Cembra. Dies Thal hat viel Ähnlichkeit mit der Enge des Kuntersweges oberhalb Bozen, und kann gleich diesem als eine sehr in die Länge gezogene Stufenmündungsklamm bezeichnet werden. Ein ziemlich schmales Gesimse senkt sich im Zimmerthale bis zur Terrasse von Lavis-Matarello herab, die wir bereits längs der Etsch kennen gelernt haben. Tiefe Einschnitte

führen ferner aus dem Zimmerthal in das zu ihm parallel verlaufende Pineidthal herüber. Letzteres, das Val di Piné der Italiener, ist hydrographisch keine Einheit; es wird bei Brusago und Varda von Flüssen gequert, die dem Avisio zuströmen, während sein südlichster Zipfel den Sillabach zum Fersnbache sendet. Vielleicht ist auch das Pineidthal ein verlassenes Avisiothal, das dessen Wasser einst der Brenta zuführte. Wir werden sehen, dass dies auch noch möglicherweise während des Rückzuges der Würm-Vergletscherung geschehen ist.

v. Richthofen (Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo usw. Gotha 1860 S. 105) gedenkt eines Fundes von *Cardium Deshayesii* aus den Konglomeraten der Terrasse von Bellamonte, nicht ohne Zweifel über seine Echtheit auszusprechen. Nachdem unsere Untersuchungen (vergl. S. 909) ein pliocänes Alter der oberen Gesimse des Etschthalgebietes ergeben hatten, haben wir die Terrasse von Bellamonte genau durchsucht, aber nicht eine Spur von marinen jüngeren Tertiärbildungen gefunden.

Übertiefung des Etschthales am Abfalle des Mendelrückens.

An drei Stellen sehen wir die Thalübertiefung dort aussetzen, wo mächtige Zuflüsse des Etschgletschers die grosse Eisansammlung von Bozen—Trient erreichten. Da mag es denn als auffällig erscheinen, dass die Übertiefung des Etschthales nicht auch dort anhört, wo der Vintschgauer Gletscher in jene Eisansammlung mündete, sondern quer durch deren Gebiet hindurch sich fortsetzt. Den Grund für dieses abweichende Verhalten suchen wir in der Thatsache, dass der seitlichen Ausbreitung des Etschgletschers dort gegen Westen eine Schranke durch den langgedehnten Mendelrücken gezogen war, der im Gantkofel (1866 m) und im M. Roën (2115 m) gipfelt. Wir haben gesehen, dass der Etschgletscher zwar diesen Zug überflutete¹⁾, aber das konnte nur mit der obersten etwa 300 m mächtigen Lage des Eises geschehen. Sehr viel mächtiger waren die Eismassen, welche am Ostabfall des Mendelrückens entlang fliessen mussten; und sie konnten daselbst eine um so stärkere erodierende Wirkung entfalten, als hier unter dem Schlerndolomit die leicht zerstörbaren Werfener Schiefer austreichen. Diese angreifend unterschneidet das Eis den hangenden Kalk, und veranlasste die Bildung jenes ununterbrochen wenig gegliederten Steilabfalles, den der Mendeldolomit gegen das Etschthal kehrt; weiter aber schnitt das Eis, an diesem Steilabfall entlang fließend, auch in dessen Porphysockel ein.

Ganz anders liegen die Dinge beim Nocethale. Wohl legt sich der Mendelrücken quer vor dessen Austritt aus dem Sulzberg; aber er steht ein Dutzend Kilometer davon ab und der Nocegletscher fand vor sich das weite Becken des Nonsberg, in das nur eine verhältnismässig dünne Lage Etschthaler Eises hineinfließen konnte und das im wesentlichen er allein zu füllen hatte. Kein Wunder, wenn hier die Eisbewegung so gering war, dass sie zu keiner namhaften Übertiefung führen konnte.

Das Aussetzen der Übertiefung dort, wo die Zuflüsse des Etschgletschers in die Eisansammlung von Bozen—Trient übertraten, ist ein Seitenstück zum Aussetzen der Übertiefung, die wir an der Mündung so zahlreicher Seitenthäler ins Hauptthal finden. Dies ist in den gebirgigeren Theilen des Etschgebietes Regel. Mögen sie

¹⁾ Letzteres ist in viel bedeutenderem Umfange geschehen, als S. 856 berichtet. Einige meiner Schüler haben, wie mir stud. phil. Lautensach mitteilt, im Sommer 1907 zwischen der Roënalpe und dem Gipfel des Reën bis 2070 m hinauf erratisches Material gefunden, weswegen man diesen Gipfel kaum noch als Nunatak auffassen darf.

auch stufenförmig münden, so sind die Seitenthäler des Vintschgaus z. T. doch selbst übertieft. Infolgedessen ist es schwer, aus der Höhe ihrer Mündungsstufe, die stets erst in einiger Entfernung vom Hauptthale angetroffen wird, auf die zugehörige Bodenhöhe des letzteren zu schliessen; denn oberhalb der Mündungsstufe ist wegen der Übertiefung das Gefälle des Nebenthales viel zu gering.

Mündungsenge des Etschthales und Thal von Loppio.

So regelmässig die Übertiefung des Etschthales entfaltet ist, in einem wesentlichen Stück weicht sie von der anderer Alpenthäler ab. Sonst sehen wir, dass sich ein übertieftes Alpenthal gegen seinen Ausgang am Fusse des Gebirges hin trichterförmig erweitert, hier schnürt es sich zu einer Enge zusammen. Aus dieser treten wir durch die Veroneser Klause in die Poebene; wir wollen sie daher als Veroneser Engthal bezeichnen. Daneben liegt das, was wir am Etschthal vermissen, der breite Mündungstrichter des Gardaseethales, in dem ein namhafter Teil des Etschgletschers sich ergossen hat. Wiederholt schon hat man diese Trichtermündung mit dem Etschthale in Beziehung gebracht, und zwar hat man an eine Verbindung beider über den Pass gedacht, den das Eis zwischen beiden überschritt, nämlich den von Terlago. Taramelli denkt (1894) an einen pliocänen Flusslauf über den Sattel, Nicolis bezeichnet hier (1898) einen diluvialen.

Zu einem anderen Ergebnisse führt das Studium der Gesimse, welche das Etschthal begleiten. Wir verfolgen sie neben ihm vorbei von Bozen über Trient und Rovereto bis nach Mori hin; sie verraten uns, dass das heutige Etschthal bis hierher seit geraumer Zeit eine einheitliche Geschichte gehabt hat; erst weiter unterhalb im Veroneser Engthale setzen sie aus. Dies ist das neue Thal, das alte hört in der Gegend von Mori auf. Hier nun zweigt sich vom Etschthale die tiefe Furche des Passes von Loppio zum Gardasee ab. Sie erscheint wie ein echtes, leicht gewundenes Thal, das sich, trotz der mächtigen Aufschüttung, welche der Bergsturz von San Giovanni (279 m) gerade auf der Passhöhe hervorruft, mit einer durchschnittlichen Meereshöhe von 220 m nur 60 m über die benachbarte Etsch und nur 154 m über den Spiegel des Gardasees erhebt, dagegen 1400—1500 m unter den dicht benachbarten Gipfeln der Bianca (1618 m) und der Varagna (1774 m) des Bondone- und M. Baldo-Zuges zurückbleibt, die sie von einander scheidet. Diese enge Furche wird in etwas über 500 m Höhe von deutlichen Felsterrassen begleitet, welche in das Niveau der tieferen des Etschthales fallen. Auf ihnen liegt das Dorf Castione (528 m), liegen Häuser südlich von Loppio in 576 m Höhe; sie bildet hier auf der nördlichen Thalseite den Vorsprung von Carpeneda (506 m) der Terrasse von Valle S. Felice, auf welcher, ganz unsichtbar für das Auge des in der Passfurche Wandern den, das Hängenthal von Gresta mündet. Daneben treffen wir aber noch Gesimse, die in das Niveau der höheren des Etschthales fallen. Auf ihnen liegen das Dörflein Manzano nördlich und das Gebiet Bordini südlich des Thales in etwas über 700 m, sowie am Westende des Thales der Dosso alto (703 m); höhere Absätze erscheinen in 900 m Höhe. Wir schliessen daraus, dass, als die Etsch im Niveau der unteren und oberen Gesimse ihres weiten Thales floss, sie durch das Loppiothal ins Gardaseethal übertrat, zumal da auch hier, wie wir sahen, Reste von Terrassen in entsprechender Höhe vorhanden sind. Die ansehnliche Tiefe des Einschnittes ferner verwissert uns, dass noch sehr viel später der Loppio pass von der Etsch passiert

wurde; er reicht mit seiner Schottersohle fast so tief herab, wie die interglacialen Ablagerungen der Riss-Würm-Zeit, die wir im Etschthale kennen lernen werden, und bleibt nur wenig über dem damaligen Spiegel des Gardasees, den wir nördlich Riva in 140—170 m Höhe festlegen werden. Darnach dürfte unser Pass frühestens in der letzten Interglacialzeit von der Etsch verlassen worden sein, und diese hat ganz ebenso, wie es die Sarca noch heute oberhalb Alle Sarche thut, eine der Längsketten des Etschbuchtgebirges gequert. Diese Thatsache darf uns nicht hindern, das Loppiothal mit der ursprünglichen Anlage des Etschthales in Beziehung zu bringen: nach Vaceks geologischer Karte (Blatt Rovereto) liegt der Loppiothpass dort, wo die Aufwölbungen jurasischer Gesteine des Bondone- und M. Baldozuges durch eingesunkene Eocän-schichten von einander getrennt werden und wo überdies sich marine Miocän-ablagerungen aus dem Gardaseethale ins Etschgebiet ziehen. Es folgt der Pass einer alten Miocänbucht, über welche quer hinweg Hebungen erfolgt sind. Die Sachen liegen ähnlich wie am Durchbruche der Rhone durch den Jura.

Eiszeitliche Thalverlegung der Etsch.

Eine Ablenkung der Etsch aus dem Loppiothale in das Veroneser Engthal konnte während des Eiszeitalters leicht erfolgen. Zwei kurze nördlich verlaufende Thalstrecken bei Ala, Val Ronchi und Val Fredda, mahnen daran, dass die bei Mori zum Gardaseethale abschwenkende Etsch Zuflüsse von Süden her, vom Steilabfalle der lessinischen Berge erhalten hat, welche auf ihrer sanften, südlich gerichteten Abdachung zahlreiche Gerinne der Poebene zusenden. In jene von Süden her kommenden Thäler musste sich der Etschgletscher von Mori aus ebenso hineindrängen, wie von Rovereto aus in die Thäler der beiden Leno. War nun zwischen einem dieser von Süden kommenden Thäler und einem in umgekehrter Richtung nach Süden sich richtenden Abdachungstale eine niedere Einsattelung vorhanden, so konnte durch diese der Etschgletscher sich weit nach Süden erstrecken, wobei er den Sattel abschliff; vorher aber und nachher mussten die Gletscherwasser den Sattel solange zerschneiden, als die Vergletscherung das Loppiothal verschloss und sie nötigte, nach Süden überzufliessen. So musste durch glaciale und fluviatile Wirkungen jener Sattel mehr und mehr erniedrigt und schliesslich zum Verschwinden gebracht werden, wie es im Bereiche glacialer Diffuenz sich leicht ereignen kann. Wir haben hier eine ganz ähnliche Entwicklung vor uns, wie wir sie schon S. 810 am Comosee kennen gelernt haben, wo der Leccoarm dem Comoarme den Abfluss abgewonnen hat, nur dass hier der völlige hydrographische Zerfall des Diffuenzgebietes eingetreten ist. Quer zur Hauptbewegungsrichtung des Eises gelegen, war das Thal von Loppio nicht der glacialen Übertiefung ausgesetzt; zwischen zwei Furchen befindlich, die bei jeder neuen Vergletscherung weiter übertieft wurden, wurde es lediglich in den Interglacialzeiten, ähnlich wie der Kuntersweg, durch fluviatile Erosion vertieft, sodass es leicht ausser Funktion gesetzt werden konnte. Als Verkehrsweg aber spielt das Loppiothal noch eine ähnliche Rolle, wie einst als Flussthal; es knüpft das obere Gardaseethal ans Etschthal, an Tirol, während andererseits das Veroneser Engthal politisch vom breiten inneralpinen Etschthal geschieden ist; letzteres nimmt unterhalb Trient den Namen Lägerthal, Valle Lagarina, an, welcher bis dahin in Gebrauch ist, bis wohin das alte Etschthal reicht; das Lägerthal gehört von alters her zu Tirol, das

sich daran anschliessende Engthal zum Veronesischen; die politische Grenze zwischen Österreich und Italien quert das Etschthal nahe der alten abgeschliffenen Wasserscheide.

Pass von Terlago.

Wir haben keinen Grund, den Pass von Terlago als Stück eines alten Etschthales anzusehen. Er ist eine typische Diffuenzstufe; er dankt seine Gestaltung, wie die zahlreichen Rundhöcker der Passhöhe lehren, dem Eise. Die breite und tiefe Öffnung, die er an der rechten Flanke des Etschthales, gerade gegenüber der Mündung des Avisiothales darstellt, und welche den Gedanken nahe legt, dass hier einst die Etsch unter dem Impulse des Avisio abgebogen sei, ist nach unserer Auffassung keine Erinnerung an frühere hydrographische Umstände, sondern die Anbahnung neuer; jede kommende Vergletscherung wird den Pass weiter abtragen, bis einmal die Etsch ihn überfließen kann und ihre verloren gegangene Thalmündung wieder gewinnt.

Val Sarca, Sarcaschlucht und Val Cavedine.

Allerdings ist die Abtragung des Passes erschwert durch das Auftreten von Liaskalken, die sich gegenüber glacialer Erosion als ziemlich widerstandsfähig erweisen und wegen ihrer Neigung zur Verkarstung auch der fluviatilen Erosion trotzen. Sobald aber im Zuge des Passes eine breitere Mulde von Scagliaschichten mit einem Kerne von alttertiären Schichten zur Entwicklung kommt, da setzt die Übertiefung mächtig ein; der Abfall der Sattelregion gegen das Sarcathal zwischen Vezzano und dem malerischen Toblino bezeichnet das Nordende einer fast gänzlich ausgeräumten Mulde der genannten Gesteine. Ihr folgt das stark übertiefte Val Sarca, das dort endet, wo jene Mulde am Riegel von Arco aufhört. Dieses übertiefte Sarcathal folgt nicht dem alten Sarcalaufe. Letzterer ist uns etwas ostwärts im Thale von Cavedine erhalten, das sich bei Calavino vom Val Sarca abzweigt und bei Drena dahin zurückkehrt; Stufen knüpfen sich an Anfang und Ende dieses in durchschnittlich 500 m Höhe, also 300—400 m über dem Sarcathale gelegenen alten Thalstückes. Seine Zugehörigkeit zum Sarcathale erhellt aus seinen Höhenverhältnissen. In enger Schlucht fliesst die Sarca bei Alle Sarche in das Val Sarca; zwischen dem M. Gazza (1623 m) und dem M. Casale erscheint dieselbe wie ein klaffender Spalt, für den sie auch mehrfach, z. B. von Lepsius angesprochen worden ist. Aber über dieser Schlucht laufen breite Gesimse; auf einem solchen führt die Strasse am südlichen Thalgehänge in durchschnittlich 400 m Höhe nach Judicarien; ein höheres tritt über Remitorio in 700 m und auf der andern Thalseite entgegen, wo sich ein verschüttetes Thal unter dem Dörfchen Ranzo (743 m) nach Toblino zieht; sein Boden, etwa 600 m, fällt in das Niveau des verlassenen Thales von Cavedine. Noch höher sind die breiten Gesimse über der Via S. Villi, in beinahe 1000 m Höhe, beim ärmlichen Dörfchen Margone (938 m) und über dem P. di Morte (850 m) an der anderen Thalseite. Diese breite Gesimsung lässt den Sarcadurchbruch als eine ansehnliche Öffnung zwischen dem M. Gazza und M. Casale erscheinen welche oben die morphologischen Züge höheren Alters und lediglich unten in der Tiefe, in der Schlucht am Flusse den Stempel der Jugendlichkeit trägt; sie erinnert durchaus nicht an eine klaffende Spalte; Moränen, die sich in ihr finden, erweisen dass sie schon zur Würm-Eiszeit bis zu namhafter Tiefe (400 m) eingeschnitten war.

Der alte in der Sarca-Enge und im Thale von Cavedine erhaltene breite Thalboden wird durch das übertiefte Val Sarca mitten durchgeschnitten. Des letzteren Richtung folgt dem Schichtstreichen, die des alten Sarcathales ist davon unabhängig; es hat die Mulde der Scaglia- und Alttertiärschichten gequert und ist dann dahin zurückgekehrt. Die glaciale Ausräumung hat tektonische Verhältnisse herausgearbeitet, welche in der ursprünglichen Anordnung der Gewässer nicht zum Ausdruck kamen.

Val di Genova und Val di Fumo.

Im oberen Sarcathale setzt die Übertiefung in ganz grossartiger Weise im Adamellogebiete ein. Das oberste Sarcathal, das Val di Genova, ist einer der grossartigsten Tröge in den gesamten Alpen. Beiderseits von steilen Felswänden begleitet, fällt sein meist felsiger Thalboden in stufenförmigen Absätzen ab, von denen lediglich die unterste beim Übertritte der Sarca in die Judicarienlinie insofern Beziehung zum Gebirgsbau hat, als sie sich an die Grenze von Tonalit und altem Schiefer knüpft; alle andern liegen im Tonalit. Zu beiden Seiten stürzen sich die Seitenbäche in Wasserfällen zum Hauptbache herab, welcher selbst von Fall zu Fall eilt. Dort, wo man bei Pinzolo in das Val di Genova tritt, kommen diese Wasserfälle von Stufenmündungen, die 500—700 m über dem Hauptthale liegen, wie die des Val Nardis, des Val Sinicia und Val Lares, und gelegentlich, wie die erstgenannte, doppelt abgestuft sind. Weiter aufwärts schwinden die Seitenthälchen zu karähnlichen, trogförmigen Hängethälern zusammen (Val Rocchetta, Val Gabbio), die gelegentlich auch in Doppelstufen münden (Val Cercen); schliesslich schwinden die Wandungen zwischen diesen karähnlichen Formen, und eine breite Karterrasse stellt sich ein. Auf ihr liegt angesichts des Mandron- und Loppiothales unvergleichlich schön die Mandronhütte. Die Zunge des Mandrongletschers zieht südlich von ihr an dieser Terrasse entlang und hat hier ein bogenförmig gekrümmtes Steilufer herausgeschnitten. So stossen denn im Innern der Adamellogruppe Trog und Kar unmittelbar zusammen und von präglacialen und älteren Oberflächenformen ist nichts mehr übrig.

Diese Verhältnisse lassen sich vorzüglich auf der Karte der Adamello- und Presanella-gruppe überblicken, welche der Deutsche und Österreichische Alpenverein auf Grund der staatlichen und der von L. Aegerter ausgeführten Aufnahmen herausgegeben hat (Zeitschrift dieses Vereins 1903). Ihr eingehenderes Studium ist um so wichtiger, als die geschilderten Formen vom Gesteinswechsel unabhängig sind und sich lediglich an Tonalit knüpfen. — Ähnlich wie im Val di Genova liegen die Dinge im obersten Chiesethal, im Val di Fumo; auch hier grenzt die Karterrasse unmittelbar an den Trogrand; erst weiter abwärts, wo das Thal den Namen Val di Daone annimmt, entwickelt sich eine Schulterfläche.

Val di Rendena und Becken von Stenico.

Übertieft ist auch die Strecke des Sarcathales, welche als Val Rendena der Judicarienlinie folgt. Ihre beiden von der Adamellogruppe kommenden Seitenthäler das Val di Borzago und das Val die S. Valentino, münden auf Stufen von rund 1000 m, 400 m über ihrer Sohle. Erheblich höher erstreckt sich um Tione ein Gesimse in 1300—1400 m Höhe sowohl auf den alten Gesteinen auf der linken Thalflanke, als auch auf den mesozoischen der rechten. Wir verfolgen es in Rudimenten aufwärts bis Pinzolo (Diaga 1445 m) und abwärts bis an das Becken von Stenico, an dessen Westsaum der M. S. Martino eine breite Abstufung in 1200—1300 m trägt. Ebenso wie dies Gesimse ist die Übertiefung von Tektonik und Gesteinscharakter

gänzlich unabhängig. Sie begleitet die Sarca oberhalb Tione aus der Judicarienlinie in das abgesunkene Triasgebiet hinein und folgt ihr hier bis an die Stelle, wo sich in der Gegend des Duronepasses ein ansehnlicher Ast vom Sarcagletscher löste, um direkt nach Riva zu fließen. Hier setzt der breite übertiefte Thalgrund mit einem Male aus und die Sarca tritt in die enge Scalettaschlucht ein, welche der Enge des Kuntersweges vergleichbar ist. Wie jung auch die Formen dieser Schlucht sind, so bezeugen doch glaciale Thone und Moränen in ihr, dass sie bereits während des Eiszeitalters bestand.

Das weite Becken von Stenico zwischen der Scalettaschlucht und der Enge von Alle Sarche ist nicht übertieft. Es bildet im Bereiche der Nummulitenmergelerde eine breite Hochfläche, ähnlich dem Nonsberg an der Sarca, in 600—700 m Höhe. Die Sarca schneidet 200—300 m tief darein ein. Deltaartig geschichtete Schotter erweisen südöstlich von Stenico, dass sich nach Rückzug der letzten Vergletscherung zeitweilig ein See mit 500 m Spiegelhöhe im Becken erstreckte, dessen Wanne vom Eise ausgefurcht gewesen sein dürfte. Ringsum finden sich auf älterer Gesteine Gesimse in 900—1000 m Höhe. Die beiden Pässe, welche aus dem Becken von Stenico in die Gegend von Riva führen, liegen unter diesem letzteren Gesimse; aber sie schneiden als übertiefte Furchen in Böschungen ein, die sich zu ihm abdachen. Wir glauben daher nicht, dass sie die Auslässe aus dem Becken darstellen, sondern halten sie im wesentlichen für das Werk glacialer Ausräumung, welche Synklinalen des leicht zerstörbaren Eocän gänzlich ausfügte. Als alter Auslass des Beckens von Stenico erscheint uns der Sarcadurchbruch zwischen dem M. Gazza und dem M. Casale, an dessen Flanken wir über der Sarcaschlucht bereits Gesimse, entsprechend denen des Beckens von Stenico, kennen gelernt haben. Hiernach ist der viel gewundene Lauf der Sarca ein recht alter Zug im Antlitz der Alpen.

Erst unterhalb der Enge von Alle Sarche setzt die Übertiefung im Sarcathale wieder ein; sie ist, wie wir bereits kennen gelernt haben, von dem am Passe von Terlago abgezweigten Ast des Etschgletschers verursacht. Es spielt also das Sarcathal gegenüber dem Etschthale eine ähnliche Rolle, wie das Avisiothal: Es ist übertieft, soweit seine Eismassen sich im engen Thale bewegten; sobald diese aber in die Etschbucht übertraten, wo sie sich verbreitern konnten, hört die Übertiefung auf.

Pass von Roncone und Chiesethal.

Der Pass von Roncone, der südlich Tione vom Sarcagebiete nach dem Chiese führt, spielt die Rolle einer Diffuenzstufe, welche durch das nordwärts überströmende Eis dermassen abgenutzt worden ist, dass der aus dem Breguzzothale kommende Arno zur Sarca abgelenkt worden ist. Noch sieht man westlich von Bondo die Furche, durch die er in der Fortsetzung des Val di Breguzzo nach Roncone floss; das von Tione zum Passe führende Thal ist ursprünglich bloss der Unterlauf des Gaverdina- und Lanciadothales südöstlich von Bondo; der inselförmig in der Passfurche sich erhebende M. Gajola (1114 m) ist die alte Passhöhe. Dass diese jemals von einer der Judicarienlinie folgenden Sarca überflossen gewesen ist, erscheint uns deswegen unwahrscheinlich, weil wir an der Sarca vom Valle die Rendena bis zum Gardasee durchweg eine einheitliche Entwicklung von Gesimsen finden, die uns anzeigen, dass seit der Pliocänepoche die Sarca ihren Lauf bewahrt hat. Die Ablenkung des Arno zur Sarca ist uns ein Anzeichen dafür, dass die grosse Dislokationslinie nicht ursprünglich von Flüssen befolgt wurde, sondern erst subsequent solche an sich zog. Wie die Übertiefung und die mit ihr in Zusammenhang stehende Verbreiterung des Chiesethales sich genau soweit erstreckte wie der Gletscher in ihm gereicht hat, haben wir schon S. 885 erwähnt. Wie klar aber hier auch die glaciale Umgestaltung ist, so wenig wissen wir über die frühere Entwicklung des Thales.

Gardaseethal, Struktur.

Der Felsriegel von Arco grenzt das Val Sarca vom Gardaseethale ab. Er bezeichnet das Südende der fast gänzlich ausgeräumten Mulde von Scaglia- und Alttertiärschichten, die wir eben kennen gelernt haben. Jurakalke heben sich hervor; so weit sie sich erstrecken, reicht der Riegel. In ganz grossartiger Weise ist er vom Eise abgeschliffen worden; aber dieses hat einen alten hochgelegenen Durchbruch westlich vom heutigen Sarcalaufe nicht zu verwischen vermocht. Gegen Arco hin bricht der Riegel steil ab: Scaglia und Alttertiärschichten, die nördlich vom Loppiosattel zum Lägerthal herüberreichen, setzen ein. Sie haben sich im Thale lediglich unmittelbar im Lee des Riegels erhalten; weiter südlich erstreckt sich an ihrer Stelle das breite Gardaseethal. Seine Westseite offenbart seine sehr beträchtliche Übertiefung. Zwischen Riva und Gargnano schneidet, wie unser Vollbild zeigt, eine steile Felswand das reich gegliederte Bergland des Vestino jäh ab. In engen Klammern eilen dessen Bäche dem See zu. Anders die Ostseite. Wohl mangelt es auch hier nicht z. B. bei Malcesine und namentlich am Kap San Vigilio an Gesimsen; aber mit den Seitenthälern fehlen die Stufenmündungen; ungegliedert dacht sich der M. Baldo-Zug entsprechend dem Schichtfallen zum See hin ab. Die sich hier herabsenkenden Jurakalke tauchen am Westufer in äusserst verwickelten Lagerungsverhältnissen zwischen Limone und Salò wieder auf, sich auf-sattelnd zwischen eingefalteten Mulden der roten Scaglia. Diese stark zusammengepressten Schichten sind der oberen Trias des Vestino unterschoben, welche zwischen Riva und Limone die steilen Felswände am See bildet. Nach alle dem liegt der Gardasee, soweit er sich innerhalb der Alpen erstreckt, in einer Schichtmulde von asymmetrischem Bau: ihr Westflügel ist zerknittert, der Ostflügel regelmässig. Der Muldenkern ist nicht sichtbar, er wird fast ganz und gar vom See eingenommen; aber die im Lee des Riegels von Arco sowie in einer Falte des Ostflügels bei Malcesine erhaltenen Schichten der oberen Kreide (Scaglia) und des Alttertiärs deuten darauf, dass sie sich einst im Bereiche des heutigen Seethales erstreckt haben. Dass dem in der Tat so war, lehren kleine Erhebungen im Seethale, der M. Brione bei Riva und die Inselchen von Malcesine. Ersterer vergewissert uns, dass selbst ältere Miocänschichten einst hier vorhanden waren; und solche sind es, die die Erhebungen an der Westseite der subalpinen Seewanne zwischen der Punta del Corno und der Rocca Manerba bilden, während in der Halbinsel Sirmione gerade in der Verlängerung des M. Baldo-Zuges Scaglia emportaucht. Während die Hauptachse des Gardasees also einer Synklinale folgt, greift das flache subalpine Ostbecken darüber hinaus und erstreckt sich über die südliche Fortsetzung des M. Baldo-Zuges.

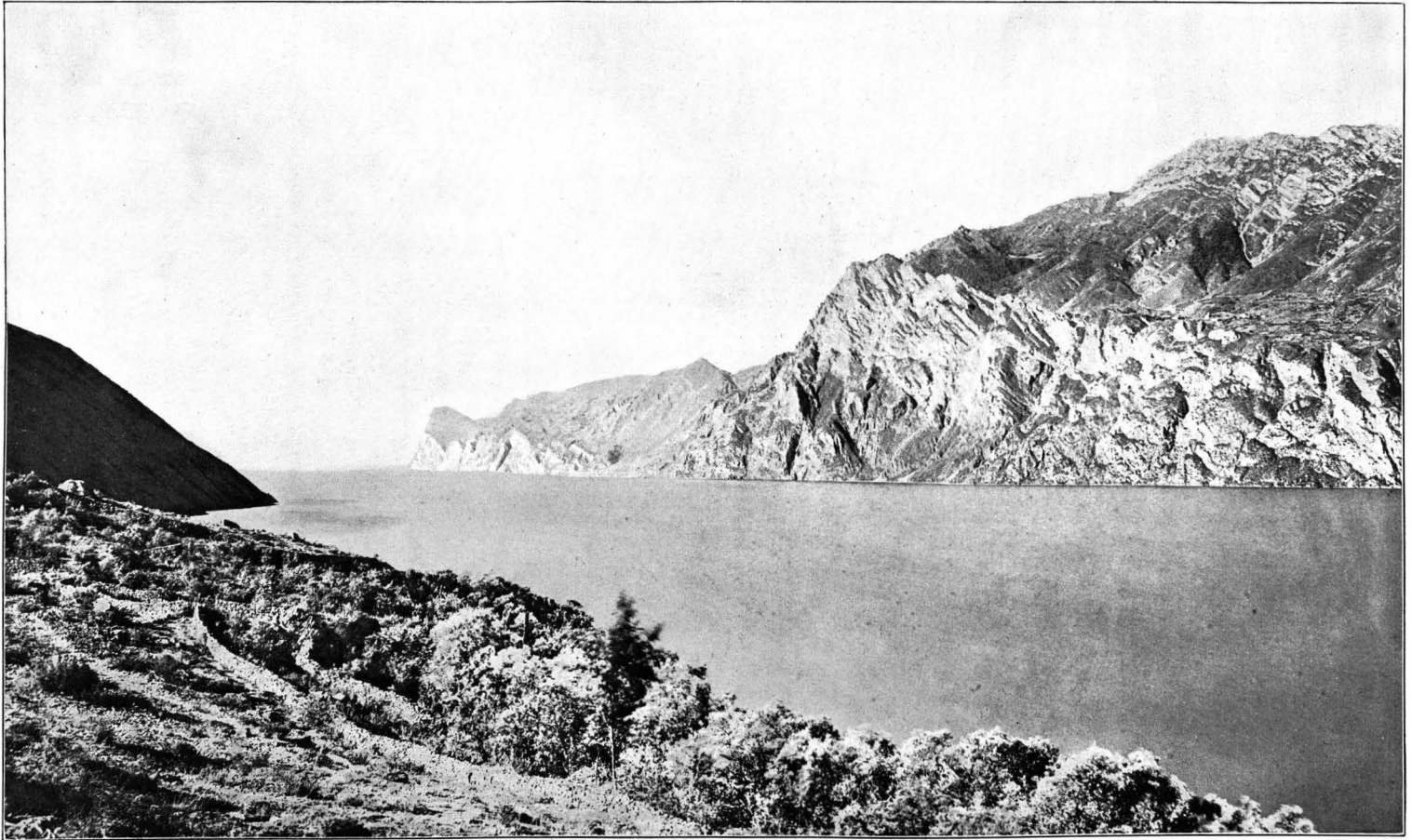
Alter des Gardasees.

Aus der eben dargelegten, bereits von Taramelli ausführlich klar gestellten engen räumlichen Beziehung zwischen der Struktur der Seeumgebung und der Lage des Sees folgt keineswegs eine genetische, und man muss sich um so mehr hüten, die Entstehung der Seewanne als Folge der Muldenbildung anzusehen, als sich Wanne und Mulde keineswegs genau decken. In die Abzweigung der Gardasee-Synklinale; die sich bei Malcesine in den M. Baldo drängt, erstreckt sich der See nicht hinein und im Süden hört er in der Syklinalen an den Felsen von Manerba und Umgebung auf. Das Seethal ist in die Schichtmulde lediglich eingeschnitten und durch teilweise Ausräumung derselben entstanden. Es ist daher erheblich jünger als das

Abfall des M. Baldo.

Steilufer von Tremosine.

Steilufer und präglaciale Terrasse von Pregasine.



Osten.

Das Gardaseethal von Torbole gesehen.
Reproducirt nach einer Original-Aufnahme der Photoglob Co. in Zürich.

Westen.

jüngste Glied der gefalteten Serie, als das Altmiocän des M. Brione, und kann schon deswegen nicht als das Überbleibsel einer Einbuchtung des Altmiocänmeeres in die südlichen Kalkalpen gelten; das Altmiocän reicht überdies, wie wir durch Vaceks Karten lernen, aus dem Gardaseethale nördlich vom Loppiosattel bis ins Etschthalgebiet herüber; die Bucht des Altmiocänmeeres und das Gardaseethal decken sich also nicht. Letzteres ist ausgesprochen postmiocän. Das älteste Anzeichen seiner Existenz sind die marinen Pliocänschichten des M. S. Bartolomeo bei Salò; sie liegen in der Mündung des Gardaseethales und erweisen, dass dieses bereits zur Zeit des padanischen Pliocängolfes eine Bucht zwischen den Bergen des Vestino und dem M. Baldo-Zug bildete. Aber sie liegen nicht am Boden, sondern am Gehänge des Seethales und streichen, wie wir S. 883 gesehen haben, hoch über dem Gardasee aus. Dieser selbst ist daher eine postpliocäne Hohlform und ist wie alle anderen grossen Alpenseen, deren Entstehung wir näher klarzulegen vermochten, jugendlichen Alters. Die älteste Spur seines Daseins datiert, wie wir sehen werden, aus der Riss-Würm-Interglacialzeit.

Verhältnis von Wanne und Thal des Gardasees.

Der Gardasee ist eine Wanne am Boden eines bereits zur Pliocänepoche vorhandenen, seither aber noch bedeutend vertieften Thales. Die Wanne ist wie die so vieler glacialer Zungenbecken teilweise wenigstens durch Abdämmung entstanden. Der See ist durch die mächtigen Moränen des Amphitheaters und der davor gelagerten fluvioglacialen Ablagerungen gestaut. Um wie viel, wissen wir nicht; doch kann angesichts der grossen, 346 m betragenden Tiefe des Sees es nicht als wahrscheinlich gelten, dass die gesamte Wanne ein abgedämmtes Thal ist; denn deren Boden senkt sich bis zu einem Niveau von — 280 m herab, dem wir am Grunde des adriatischen Meeres erst in einer Entfernung von 600 km begegnen. Wir müssten annehmen, dass sich bis dahin padanische Aufschüttungen erstreckten und insgesamt ein Areal dreimal so gross als die Poebene einnahmen, wenn wir den See als blossen Dammsee auffassen wollten. Die zahlreichen Fels-Auftragungen älteren Gesteins zwischen Salò und Sirmione machen uns wahrscheinlich, dass sich bereits in ziemlich geringer Tiefe ältere Gesteine am Südufer des Sees unter den glacialen Aufschüttungen finden und dass der See, wie die meisten grösseren Alpenseen, tief in die Basis der Aufschüttungen eingesenkt ist; wir würden von einer Felswanne sprechen, wenn nicht wahrscheinlich wäre, dass jene Basis gutenteils von lockeren Pliocänschichten gebildet wird.

Vermeintliche Entstehung des Gardasees durch Krustenbewegungen.

Ganz ausgeschlossen ist, dass die Seewanne durch Verbiegung des Seethales im Sinne der Anschauungen von Lyell, Rütimeyer und Heim gebildet worden ist. Träfen sie zu, so müssten wir am Südufer des Gardasees Spuren einer stattgehabten Hebung, im Norden solche einer Senkung finden. Das Gegenteil ist der Fall: wir haben bereits aus der Lagerung der Pliocänschichten folgern müssen, dass sich die Alpen gegenüber ihrem Vorlande gehoben haben, nicht umgekehrt dieses gegenüber jenen. Der Gardasee liegt nicht oberhalb einer gehobenen Schwelle, sondern gerade in dieser drinnen. Wir werden sehen, dass deren Hebung noch bis in die letzte Interglacialzeit gedauert hat. Dazu kommt, dass das Seethal durchaus nicht die

Formen eines ertrunkenen Flusstales trägt; nicht buchtet sich der See in die Thalmündungen, sondern letztere liegen auf hohen Stufen.

Viel eher als eine Seebildung durch Abriegelung könnte man beim Gardasee an eine solche durch eine Längsverwerfung denken, welche das Westufer hob und das Ostufer senkte; haben wir doch am Westufer eine ganze Reihe von Steilabfällen, welche die Thallandschaft des Vestino abschneiden und wie die Formen aussehen, die durch Abbruch aus einer Verwerfung hervorgehen. Dazu kommt, dass wir am Westufer das gehobene Pliocän des M. S. Bartolomeo antreffen, während dieses nicht bloss am Ostufer, sondern auch weiterhin gegen Osten am Südfalle der Alpen durchaus fehlt. Man könnte denken — bereits 1880 hat Stoppani ähnliches ausgesprochen —, dass die westlichen Alpen gegenüber den östlichen seit pliocänen Zeiten um einige Hundert Meter gehoben worden seien und dass der Gardasee gerade längs einer beide trennenden Verwerfung eingesunken sei. In der Form der Seewanne findet man keine Stütze einer solchen Annahme. Sowohl die Steilgehänge der Westseite, als auch die sanfteren Böschungen der Ostseite des Sees setzen sich nur eine Strecke weit unter den Seespiegel fort; dann stellt sich eine ebene, mutmasslich durch Aufschüttung entstandene Schwebfläche ein, welche den Felsgrund verhüllt. Die Gehänge des Seethales aber widersprechen direkt der angedeuteten Annahme: Wir haben an der Ostseite Felsterrassen, die dem Niveau nach genau denen der Westseite entsprechen. Gegenüber dem Pliocänvorkommen von Salò liegt das breite Gesimse über dem Kap S. Vigilio, auf dem das Dorf Albisano sich befindet und das gegen Garda hin den Steilabfall des M. Sengia und von Le Sengie bildet. Seine Höhe (400 m) entspricht der Basis des gegenüberliegenden Pliocäns, und es ist vielleicht nur der Erosion des über dieses Gesimse hinweggegangenen Eises zu danken, dass hier das marine Pliocän gänzlich entfernt ist. Ferner trifft man gegenüber dem Abbruche des Vestinogeländes am Ostufer des Sees bei Malcesine in gleicher Höhe wie die abgeschnittenen Thalböden von Tremosine ein breites, mehrfach gegliedertes Gesimse, das sich an den Bereich der hier erhaltenen Kreide- und Alttertiärbildungen knüpft.

Entstehung des Gardasees durch glaciale Erosion.

Will man nicht zur unerweisbaren Annahme greifen, dass der Gardasee eine grabenförmige Einsenkung im Gardaseethale darstellt und dass die Einsenkung sich gerade auf das Seegebiet beschränkt, ohne irgendwo daraus heraus zu reichen, so wird man in der Seewanne nur die tiefere Partie einer Furche erblicken können, welche in die höheren, in den Gesimsen erhaltenen Thalböden eingeschnittenen ist und die der alte Etschgletscher im Bereiche der wenig widerstandsfähigen Schichtglieder der Gardaseesyklinale erodiert hat. Diese Ansicht hat Taramelli bereits 1894 ausgesprochen und wir können hier dem ausgezeichneten italienischen Geologen auf Grund eines erweiterten Beobachtungsmateriales nur beipflichten. Die Schichten der roten Scaglia, die Basaluttuffeinlagerungen im Eocän, Oligocänmergel, wie sie zwischen Arco und Riva bei Varignano auftreten, altmiocäne Mergel, das sind alles leicht zerstörbare Schichten, die leicht aus dem Muldenkern ausgeräumt werden konnten, sodass der Gletscher, der der grossen Synklynen folgte, dieselbe stark vertiefen konnte. Wo aber in der Mulde widerstandsfähige Gesteine auftraten, arbeitete er sie heraus, wie die kleinen Inselchen bei Malcesine, wie den M. Brione bei Riva, wie endlich einen langgedehnten schmalen Rücken, der sich westlich der Gardainsel inmitten von Tiefen von 160—170 m bis auf 104 m erhebt. Die Scagliamulden stärker angreifend, als die Sättel von Jurakalken, musste er diese untergraben und damit jene grossartige Unterscheidung einleiten, welche das Westufer des Gardasees zu einem so malerischen macht. Die unterschrittenen Wände mussten schuppenförmig abbrechen, ein Vorgang, der heute noch fort dauert; Cozzaglio zeigt mir bei Tremosine zahlreiche klaffende Spalten dicht am Seegehänge, längs

welcher sich bald neue Schuppen ablösen werden; kein Wunder daher, wenn hier die Formen glacialer Rundung längst verschwunden sind. Anders am Ostgehänge. Die „grauen“ Kalke trotzten hier wie sonst der glacialen Erosion; dieselbe entfernte ihr Hangendes und legte sie als grosse Schichtfläche bloss, deren sanftes Fallen der Abrutschung grösserer Massen nicht günstig war.

Furchte der in den Alpen zwischen hohen Bergen auf eine Synklinale eingezwängte Gardagletscher die letztere bis zu ansehnlicher Tiefe aus, so vermochte er, aus dem Gebirge herausgetreten, deren Grenzen zu überschreiten; er ward nicht mehr durch sie südsüdwestlich geleitet, sondern breitete sich südwärts fächerförmig aus. An die durch tektonische Verhältnisse vorgezeichnete Längsfurche knüpfte er im Osten eine flache Schüssel, den See von Peschiera; überdies drang er, wenn auch in bescheidenem Umfange, in Seitenthäler ein und verwandelte deren untere Partien in Buchten. Die Buchten von Salò und von Garda sitzen wie Zweigbecken neben dem Stammbecken. Dieses letztere aber erstreckt sich nicht dahin, wohin sich der Gletscher vor den Alpen vornehmlich bewegte, nämlich nach Süden, sondern in der Richtung, in welcher die leicht zerstörbare Unterlage streicht, nämlich nach Südsüdwesten. Ein sublacustrer Rücken, vom Kap S. Vigilio nach der Halbinsel Sirmione streichend und in der Secca Vò bis 4 m unter den Wasserspiegel emporreichend bezeichnet seine Ostgrenze. Der durch mächtige Moränenaufschüttungen hochgespannte Spiegel des Gardasees verhüllt diese Unregelmässigkeiten des Bodens und verschleiert das Verhältnis von Stamm- und Zweigbecken, sodass man nur ein einheitliches grosses Zungenbecken vor sich zu haben meint, dessen Wasserfüllung bis tief in das übertiefte Thal hineinreicht. Das ist ein Zustand, wie ihn das Zungenbecken des Inngletschers eine Zeit lang nach Schluss der letzten Vergletscherung aufgewiesen hat und wie es sich hier erhalten konnte, weil die Tiefenerosion des Seeabflusses, des Mincio, wegen geringer Meereshöhe des Sees nicht bedeutend sein konnte.

Auch Cozzaglio ist 1902 für die Entstehung wenigstens eines Teiles des Gardasees durch glaciäre Erosion eingetreten. Nach ihm zerfällt der See in zwei Teile, in ein tektonisch entstandenes Becken am oberen Seeende, welches präglacial ist und durch das Loppiotal zur Etsch entwässert wurde, sowie in eine jüngere Furche, durch die zweite Vergletscherung in den Riegel eingeschnitten, der unterhalb jenes Beckens das Seethal querte. Wir haben bereits gesehen, dass die Gründe, welche Cozzaglio bestimmten, einen solchen Riegel anzunehmen, nicht stichhaltig sind. Das, was er hier für den Überrest präglacialer Oberflächenformen ansieht, sind in Wirklichkeit seitliche Abflussrinnen der Gletscherwasser. Dieselben Gründe, welche Cozzaglio veranlassen, für einen glacialen Ursprung des mittleren Seestückes einzutreten, nötigen uns, einen solchen für die ganze Seewanne anzunehmen.

Der Gardasee kein Reliktensee.

Der Gardasee hat Oskar Peschel als Typus seiner Reliktenseen gegolten (Neue Probleme der Vergleichenden Erdkunde. 2. Aufl. 1876. S. 168), weil er einige namentlich von Pavés nachgewiesene marine Tierarten birgt, und er ist von ihm als Fjord eines ehemaligen lombardischen Meeres gedeutet worden, entstanden durch Zerspaltung bei Erhebung des Landes. Ebenso sieht ihn Stoppani als Fjord an (Era neozoica. S. 285), gebildet als grosse Spalte. Bereits G. R. Credner hat gezeigt (Die Reliktenseen. Erg. Hefte 86 u. 89 zu Peterm. Mitt. 1887 u. 1888), dass einzelne marine Arten in der Fauna eines Sees diesen nicht als Relikt des Meeres erweisen können. Der Gardasee gewährt letzterem Gesichtspunkte eine mächtige Stütze. Wir wissen, dass seine Wanne vom ‚eiszeitlichen‘ Gletscher erfüllt gewesen ist und seither nie mit dem Meere in Verbindung gestanden hat. Wenn er gleichwohl marine Tierarten enthält, so sind diese durchweg nicht

Relikte, sondern Einwanderer, die sich dem Leben im Süßwasser angepasst haben. Sie werden daher von Garbini ganz mit Recht als angepasste Arten bezeichnet, grösstenteils eingewandert von der Adria durch aktive Wanderung, teilweise aber auch aus den nördlichen Meeren eingeschleppt. *Primi materiali per una monografia limnologica del lago di Garda. Mem. Accad. di Agricoltura, Arti e Commercio di Verona (3) LXIX 1893.*

Der Pass von Pergine.

Ganz ebenso wie die Bahn des ins Sarcagebiet übergeflossenen Eises ist die des ins Brentagebiet abgeschwenkten Astes des Etschgletschers übertieft. Haben wir die Höhe der Diffuenzstufe von Trient erstiegen, so gelangen wir oberhalb Civezzano ins weite, übertiefte Becken von Pergine am Fersnbache, das sich in stattlicher Breite gegen das übertiefte und überbreitete Brentathal öffnet. So weit letzteres diese Eigenschaften besitzt, heisst es Val Sugana. Folge seiner Übertiefung ist eine ganz grossartige Entwicklung von Schuttkegeln. Nahe der Wasserscheide dämmen sie den Caldonazzo-See (449 m hoch, 49 m tief) und den Levico-See (440 m hoch, 36 m tief) ab; die Wasserscheide selbst wird von Schuttkegeln gebildet, nämlich dem des Fersnbaches und dem steilen von Susà. Der Fersnbach wird auf seinem Schuttkegel gespalten und der von ihm oberhalb Pergine abgezweigte Mühlgraben wird zum Caldonazzo-See geleitet. Dieser aber könnte durch weiteres Anwachsen des ihn aufdämmenden Schuttkegels der von Süden kommenden Centa leicht zum Überfliessen gegen den Fersnbach gebracht werden; hat doch sein Abfluss, die Brenta, alle Mühe, ihren Lauf offen zu halten; die Wasserscheide liegt nur 16 m über seinem Spiegel. Wir haben es bei Pergine mit einer labilen Wasserscheide zu tun, deren Höhe und Lage durch das Wachstum von Schuttkegeln in einem übertieften Thale bestimmt wird. Wie gross die Aufschüttung der Schuttkegel bereits ist, lässt sich aus den durch Damian (1892) ausgeloteten Tiefen der Seen schliessen. Ihr Boden reicht bis zu 400 m Höhe oder wenig darüber herab; dieses Niveau erreicht die Brenta erst beinahe 20 km weiter abwärts unweit Roncegno, und der Fersnbach erst 4 km unterhalb Pergine, dicht oberhalb, des Eintrittes in die Schlucht, in der er nach Trient fliesst. Durch Wegnahme der Schuttkegel würden wir die Wasserscheide zwischen Fersnbach und Brenta ganz zu Falle bringen und jenen dieser tributär machen, sodass die Wasserscheide zwischen Etsch und Brenta in die Gegend von Civezzano, gerade auf die Höhe der Diffuenzstufe gerückt würde. Dass sie früher hier gelegen hat, schliessen wir aus der Anordnung der Gewässer, welche so gerichtet sind, als wollten sie zur Brenta fließen und mit dem Fersnbache einen stumpfen Winkel bilden. So haben wir es hier mit einer wahrscheinlich postglacialen Verschiebung der Wasserscheide auf der Höhe von Pergine zu thun; wie häufig im Diffuenzgebiet ist sie vom Thale des Hauptgletschers weggerückt worden. Die Etsch hat das oberste Brentagebiet gewonnen und wird hier voraussichtlich noch weiteres Gebiet erhalten, wenn der Fersnbach im Becken von Pergine einzuschneiden beginnt und die Schuttkegel des Val Sugana weiter wachsen.

Alter der Gesimse im Etschgebiete.

Die Erkenntnis, dass das Gardaseethal die alte Trichteröffnung der Etsch ist, ermöglicht uns, das Alter der Gesimse des Etschthales wenigstens in rohen Umrissen festzulegen. Wir haben gesehen, dass diese Gesimse sich nicht ins Veroneser Engthal hinein erstrecken, sondern sich durch das Loppiothal zum Gardasee hin fort-

setzen. Hier nun treffen wir nahe am Fusse der Alpen zwei Gésimse, deren Alter wir kennen. Auf dem einen sitzt das Pliocän des M. S. Bartolomeo, dessen Sockel hier in 400 m und dessen Oberkante in fast 600 m entgegentritt. In diesem Höhenintervalle haben wir also das Niveau der pliocänen Thalmündung anzusetzen. Viel tiefer liegt der Sockel der ältesten Gebilde des Eiszeitalters am Chiese; der Fluss schneidet durch letztere in der Gegend von Cantrina im allgemeinen nicht hindurch, legt aber an einer Stelle ihre Unterlage bloss und diese steigt im Norden bald zu grösseren Höhen empor. Wir gewärtigen daher den präglacialen Thalboden in geringer Tiefe unter dem Niederterrassenfelde des Chiese, und dieses kann uns eine rohe Vorstellung von seiner Lage geben. Steigt er in ähnlicher Weise an, so hat er am Gardasee südlich vom Golfe von Salò eine Höhe von rund 200 m, liegt also im Gipfelniveau der Alt-Tertiärvorkommnisse von Manerba und Umgebung. Es fragt sich nun, wie diese beiden dortigen Niveaus mit den Gesimsen des Etschthales zu verknüpfen sind.

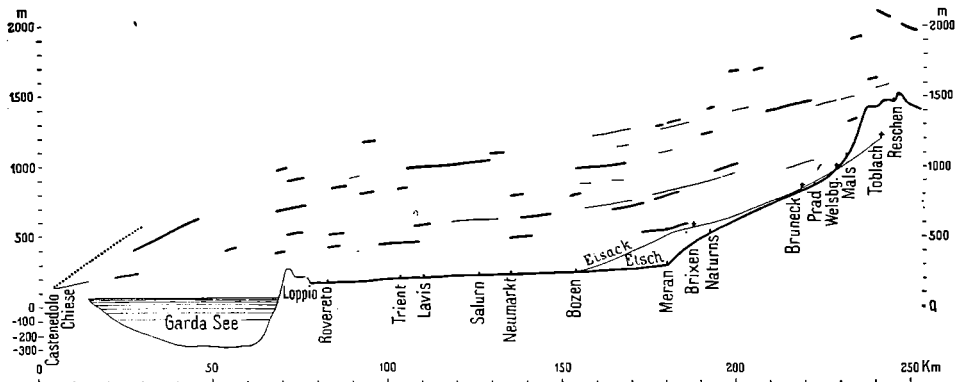


Fig. 120. Die Felsterrassen des Etschthalgebietes. Starke Linien: Gesimse im Etschthale und Gardaseethale. Schwache Linien: Gesimse im Eisackthale, Nonsberg und Sarcaethale. Punktiert: Gefälle des marinen Pliocäns zwischen M. S. Bartolomeo und Castenedolo.

Wir verzeichnen in vorstehendem Aufrisse die bereits erwähnten und einige weitere Vorkommnisse. Deutlich tritt uns nunmehr entgegen, dass die bereits gemachte Unterscheidung besteht: es gibt im Etschthale zwei Gruppen von Gesimsen eine höhere und eine tiefere; beide stehen durchschnittlich um 400 m von einander ab. Beide Gruppen zeigen gleiches Gefälle. Oberhalb Bozen ist es im Etschthale und Eisackthale übereinstimmend ein recht ansehnliches von etwa 6‰ (in gerader Linie in den Thalwegen gemessen); im Etschbuchtgebiete ist es viel geringer, nämlich nur 2‰. Mit diesem Gefälle verfolgen wir beide Gruppen bis ins Loppiothal hinein, wo wir der oberen in 700 m und 900 m, der unteren in 500 m Höhe begegnen; In entsprechenden Höhen finden wir sie auch am oberen Ende des Gardaseethales, wo der Riegel von Arco (481 m) bis ins Niveau der unteren und das breite Gesimse der Prataca am Abfalle des Stivo (M. Capino 814 m) ins Niveau der oberen aufragt. Weiter abwärts folgen dann in einiger Entfernung am Gardasee nur die erwähnten Gesimse von Tremosine-Malcesine und dann in weiterer Entfernung diejenigen, deren pliocänes und präglaciales Alter wir feststellen konnten. Ihre Ver-

knüpfung mit den Etschthalgesimsen muss also eine gesimselose Strecke überbrücken wo die Kombination zu Rechte kommt.

Denken wir uns die Gesimse des Etschthales mit dem Gefälle, das sie in der Etschbucht haben, ins Gardaseethal hinein fortgesetzt, so würden hier die von Tremosine und Malcesine und das von Salò in das Niveau der unteren Gruppe fallen, letztere würde also als pliocän erscheinen. Aber wir tragen Bedenken gegen eine solche Parallelisierung; denn wir wissen, dass das Pliocän am Rande der Poebene nicht ungestört liegt und gegen die Alpen hin ansteigt. Dementsprechend müssen auch die pliocänen Gesimse wenigstens in dieser Zone dislociert sein und einen besonders kräftigen Anstieg gegen die Alpen hin offenbaren. In der Tat sehen wir, dass das Gesimse von Kap S. Vigilio, das dem Pliocänsockel von Salò entspricht, alpenwärts rasch ansteigt; sein letzter Ausläufer nördlich von S. Zeno di Montagna liegt bereits in 600 m. Diesem Umstande Rechnung tragend, können wir das obere pliocäne Gesimse am Alpensaume nur mit der oberen Gesteinsgruppe des Etschthales und das untere mit der unteren Gruppe parallelisieren und müssen das Gesimse von Tremosine-Malcesine der letzteren zuweisen. Hiernach wäre der Sachverhalt im Etschthale genau so wie im Isèrethale, wo wir (S. 635) einen pliocänen und einen präglacialen Thalboden kennen gelernt haben, nicht aber so, wie im Wallis, wo Brückner zwar auch zwei Gesimse unterschieden hat, diese aber als präglacial und interglacial erkennt (S. 609).

Postpliocäne und quartäre Verbiegung des Alpensaumes.

Trifft unsere Auffassung zu, so haben wir es im Etschgebiete am Alpensaume mit einer Aufbiegung zu tun, durch welche nicht bloss der pliocäne, sondern auch der präglaciale Thalboden verbogen worden ist, welche also bis in die Quartärperiode hinein wirksam gewesen ist. In der Tat werden wir noch Anzeichen dafür kennen lernen, dass sie bis in die letzte Phase des Eiszeitalters wirksam war, und sehen, dass der Spiegel eines interglacialen Gardasees von ihr schräge gestellt worden ist. Nördlich von der Verbiegung, welche bis gegen das obere Ende des Gardasees reichte, hat das Land in Bezug auf den heutigen Meeresspiegel eine Hebung, südlich davon eine Senkung erfahren. Die Hebung im Norden bestand in einer Vertikalbewegung des ganzen Etschgebietes oberhalb des Gardasees, welche bis zum Kamme der Zentralalpen hin im wesentlichen gleichmässig erfolgt zu sein scheint; wenigstens können wir zur Zeit im Verlaufe der Etschthalgesimse keinerlei Störung mit Sicherheit nachweisen, welche anzeigte, dass benachbarte Krustenteile verschieden intensiv bewegt wurden: der Gefällsbruch, den sie bei Bozen aufweisen, ist nicht bedeutend genug, um daraus auf eine wesentlich verschiedene Hebung von Zentralalpen und Etschbuchtgebirge schliessen zu können; das Gefälle der Gesimse ist in den ersteren nicht grösser als das der heutigen Flüsse, der Etsch im Vintschgau und von Eisack-Rienz oberhalb Brixen; die Gefällsänderung der Gesimse bei Bozen ist weit unbedeutender als die des Eisack dahier oder die der Etsch bei Meran.

Beträge der postpliocänen und quartären Verbiegung.

Kann hiernach die Gefällsentwicklung der Gesimse bis zum Gardasee hin im grossen und ganzen als eine ursprüngliche gelten, so bietet sie die Möglichkeit, den Betrag der Hebung zu berechnen, den die Alpen nördlich der Aufbiegung erfahren haben. Wir denken uns die pliocänen Gesimse ideal fortgesetzt bis zu den marinen

Pliocänbildungen bei Salò. Sie würden hier eine Höhe von 700—800 m haben, erscheinen also gegenüber dem heutigen Meeresspiegel um diesen Betrag gehoben. In entsprechender Weise erhalten wir den Betrag der eiszeitlirigen Hebung der Alpen, wenn wir uns die präglacialen Gesimse mit dem Gefälle, das sie in der Etschbucht haben, bis in das Bereich des präglacialen Thalbodens am Chiese fortgesetzt denken; sie erreichen ihn in 400 m Höhe; auf rund 250 m beläuft sich sohin ihre Hebung in den Alpen. Wie gross die postpliocäne Senkung in der Poebene ist, wissen wir nicht, da in deren Mittellinie das Pliocän noch nicht erbohrt ist; das Bohrloch von Cremona aber erschliesst die Sohle der Quartärbildungen noch nicht in 200 m Tiefe unter dem Meere; wir haben also einen Höhenunterschied in der Sohle der Quartärbildungen zwischen hier und dem Chieseufer bei Cantrina von mehr als 350 m; und wenn dieser Höhenunterschied auch teilweise ein primärer ist, da es sich um kontinentale Ablagerungen handelt, die mit einem gewissen Gefälle abgelagert wurden, so ist er doch so gross, dass man an eine eiszeitlirige Einbiegung der Poebene von mindestens 300 m denken muss; viel grösser aber ist die Einbiegung des Pliocänsockels. So erhalten wir einen Einblick in sehr bedeutende postpliocäne und quartäre Krustenbewegungen am Südsaume der Alpen; das Gesamtausmass der quartären Bewegung, der alpinen Hebung und der padanischen Senkung beläuft sich auf mindestens 550 m! Der Wendepunkt zwischen Hebung und Senkung ist dort zu suchen, wo das Niveau des präglacialen Thalbodens aufhört, unter den pliocänen Thalboden eingesenkt zu sein, wo sich also die ältesten Quartärbildungen nicht mehr auf den Sockel des Pliocäns, sondern auf dieses selbst lagern. Das sehen wir zuerst bei Ciliverghe. Darnach fällt unser Wendepunkt auf die Südseite des Gardasees, dieser selbst also durchaus in das Bereich der Hebung.

Der Nachweis der bedeutenden postpliocänen und quartären Hebung der Alpen, zu dem wir im Etschgebiete gelangt sind, beruht im wesentlichen auf dem Verfolg der Thalgesimse. Wir haben bereits erwähnt, wie unsicher nicht selten deren Unterscheidung von Bändern und abgeschnittenen flachen Thalgehängen ist. Dazu kommt noch, dass die Höhe der echten Gesimse nämlich alter Thalböden, in einem stark vergletschert gewesenen Gebiete nur selten noch die ursprüngliche ist, sondern dass sie mehr oder weniger abgeschliffen sind. Unter solchen Umständen bereitet die Rekonstruktion alter Flussgefälle aus den Gesimsen nicht bloss grosse Schwierigkeiten sondern kann nie frei sein von einer gewissen Willkür. Wir haben dieselbe dadurch so stark als möglich einzuschränken gesucht, dass wir das Hauptaugenmerk auf den Verfolg grosser Formen gelenkt und zur Bestimmung der Höhenverhältnisse grösseres Gewicht auf geschützte Terrassenstücke als auf solche gelegt haben, die der glacialen Erosion stark ausgesetzt waren. Der breite alte Thalboden des Nonsberg erscheint uns massgebender, als die tieferen Gesimse im benachbarten Etschthale; besonderes Gewicht, aber haben wir auf die Thalniveaus gelegt, die uns in Durchbrüchen erhalten sind. Auf kleine Unregelmässigkeiten im Einzelverlaufe der Gesimse haben wir kein Gewicht gelegt; dass dann und wann, z. B. bei Meran, einmal ein Gesimse thalaufwärts ansteigt, bestimmt uns nicht sofort, auf eine Störung durch Krustenbewegung zu schliessen, da wir wissen, wie stark spätere Erosion an den Gesimsen gearbeitet hat. Aus gleichem Grunde legen wir darauf, dass z. B. im Kunterswege auf grössere Strecken gleich hohe Terrassenabsätze vorkommen, einstweilen kein Gewicht, aber empfehlen diese Gebiete für genauere Untersuchung, da denkbar ist, dass hier inneralpine Störungen in der Höhe der Gesimse vorliegen. Unsere Darstellung in Fig. 120 ist von unserem Bestreben, zunächst die Hauptzüge kennen zu lernen, insofern beeinflusst, als wir kleine Gesimsestücken, deren Gefälle unbestimmbar ist, mit dem Gefälle verzeichnet haben, das sich aus der Gesamtanordnung ergibt. In jenem Bestreben haben wir ferner darauf verzichtet, jedem einzelnen der überaus zahlreichen Gesimse seinen Platz in der Geschichte des Etschthales anzuweisen. Auch hier eröffnet sich für weitere Untersuchungen ein überaus

reiches Feld; denn, wie wir am Kunterswege zeigen konnten, gibt es unter dem präglacialen Thalniveau stellenweise noch zahlreiche interglaciale Gesimse.

Alter der Oberflächenformen im Etschgebiete.

Die allgemeinen Züge in der Oberflächengestaltung des Etschbuchtgebirges stehen in Einklang mit unserm Nachweise zweier verschieden alter Gruppen von Gesimsen. Kräftig hebt sich im Landschaftsbilde das obere Gesimse hervor, das wir als pliocän erkannten. Es bildet die Erosionsbasis für ein flachwelliges bis mittelgebirgisches Gelände, das links der Etsch sowohl auf dem Bozener Porphyrrplateau als auch namentlich im Gebirge unterhalb Trient die Höhen bildet. Über den jugendlichen Wandungen der heutigen grossen Thäler erscheint es mit den Zügen einer älteren Topographie, die nicht dadurch beeinträchtigt ist, dass Lokalgletscher Kare in die rundlichen Formen eingeschnitten hätten. Seine bedeutendste Entwicklung nimmt dies Gelände in den Plateaus der Tredici und der Sette Comuni. Das Plateau der ersteren dacht sich ganz allmählich zur Poebene ab; mit einem scharfen Bruchrande setzt sich dagegen das der letzteren ab; im ersteren Falle fehlen die marinen Pliocänbildungen, weil eine sonst hoch gelegene pliocäne Landoberfläche hier herabgebogen, im andern, weil die Abbiegung der Alpen zur Poebene in einen Bruch übergegangen ist, längs dessen die Pliocänbildungen in die Tiefe gesunken sind.

Ebenso hebt sich deutlich das präglaciale Niveau hervor. Es ist nicht bloss durch Gesimse, sondern auch durch zahlreiche Stufenmündungen festgelegt und bezeichnet das Basisniveau, das durch die glaciale Übertiefung zerstört worden ist. Wir unterscheiden also im östlichen Südtirol: 1. Gehobene Plateau- und Mittelgebirgslandschaften mit reifen Formen. 2. Postpliocäne Einschnitte, gebildet durch fluviatile Erosion, welche gelegentlich, namentlich dort, wo der Hauptdolomit ihre Entfaltung begünstigte, mächtige Seitenschluchten, wie z. B. das Val Gola an der Filadonna, in die Mittelgebirgsformen hineinfraß. 3. Quartäre Übertiefung. Im eigentlichen Etschbuchtgebirge erkennt man dieselben Formengruppen; die pliocäne Landoberfläche wird hier durch plumpe, dem Schichtstreichen folgende Bergrücken ersetzt, welche durch breite Längs- und Querthäler von einander getrennt sind. Die Längsthäler fallen mit den Synklinalen der alttertiären Schichten zusammen; die Querthäler, wie z. B. das Loppiothal, erstrecken sich gelegentlich an der Stelle von Einsattelungen der Antiklinalen (vergleicht man letztere mit Dächern, so liegen die Thäler zwischen den Walmseiten derselben, weswegen man sie als Walmthäler bezeichnen kann); aber stets sind sie durch die Krustenbewegung bloss vorgezeichnet, nicht im einzelnen ausgestaltet. Gegen das Hochgebirge hin gehen die älteren Formen mehr und mehr verloren; im Herzen der Adamellogruppe finden wir nur quartäre Übertiefung und quartäre Kammzerstörung. Aber in den grossen Thälern trafen wir bis nahe zum Firste der Zentralalpen noch Absätze, die in das Niveau der postpliocänen und präglacialen Thalböden fallen, also morphologische Züge ziemlich hohen geologischen Alters.

Die Unterscheidung zwischen postpliocänen und präglacialen Zügen liefert einen Beweis dafür, dass die alpinen Glacialbildungen viel jünger als das padanische Pliocän sind, auf das sich unser Ausdruck postpliocän bezieht. Zwischen beiden fällt eine lange Zeit alpiner Aufwölbung und der Thalbildung. Es ist zu gewärtigen, dass dieselbe in der Tiefe der Poebene durch Sedimente repräsentiert ist. In wie weit die letzteren in dem Komplex der dortigen sandig-thonigen Schichten (S. 889) vertreten sind, wissen wir nicht. Es ist zu untersuchen, ob sie sich am M. Netto (S. 875) hervorheben.

VIII. Die inneralpinen Glacialablagerungen des Etschgletschers.

Bergstürze. Schuttkegel. Schuttkegelrudimente aus der Eiszeit. Alter und Entstehung der Schuttkegel. Interglaciales Ablagerungen. Varone-Nagelfluh. Nagelfluh und Pietra morta von Ceole. Interglacialer Gardasee. Malpensada-Breccie und andere Breccien bei Trient. Nagelfluh von Leifers. Schuttkegel von Tirol. Interglaciales Nagelfluh von Pederzano.

Glaciale Gebilde. Etschthal. Gletscherschliffe und Riesenkessel. Umflussrinnen. Moränen und Schotter von Eppan. Moränen von Meran und im Vintschgau. Daunstadium im Schnalser-Thale. Endmoränen in der Ortlergruppe. Schneegrenze des Daunstadiums im Ortlergebiete. Die drei Stadien im Etschthalgebiete. Eisackthal. Moränen. Becken von Brixen. Moränen am Sterzinger Moos. Braunhof-Nagelfluh. Bergstürze im oberen Eisackgebiete. Hängegletscher der Brennergegend. Frechs Tribulaunstadium. Pusterthal. Stausee von Wielenbach. Gschnitzstadium bei Bruneck. Gschnitzstadium des Antholzer Gletschers. Schotter und Nagelfluh bei Welsberg. Vorstoss des Gschnitzstadiums. Das Toblacher Feld. Sarcathal. Becken von Stenico. Becken von Tione. Rendena- und Genovathal. Nocethal. Nonsberg. Sulzberg. Kleine Gletscher der Adamello- und südlichen Ortlergruppe. Lenothal. Avisiothal. Bühlstadium im Fleimsthal. Travignolothal. Pellegrinothal. Fassathal. Eggenthal. Schlucht in der Stufenmündung. Weitungen und epigenetische Strecken. Verschüttung des Eggenthales. Latemargletscher. Tierser Thal. Grödener Thal.

Gletscherrückgang im Etschgebiete. Bühlstadium. Gschnitzstadium. Daunstadium. Die Stadien als Vorstöße. Zugehörigkeit der Moränendecken zur Würm-Eiszeit. Schotter der Thalverbauung. Verbreitung der glacialen und interglacialen Ablagerungen.

Bergstürze.

Oberhalb des Gebietes der grossen Endmoränen sind das Etsch- und Gardasee-Thal weit hinauf wie ausgefegt von Glacialablagerungen. In den Vordergrund drängen sich hier jüngere Gebilde, welche durch die grossartige Thalübertiefung bedingt werden, und zwar durch Vorgänge, welche die letztere zu verwischen trachten. In den untersten Partien des Etsch- und Gardasee-Thales sind es in erster Linie Bergsturzablagerungen, welche auffallen. Sie knüpfen sich durchweg an Gehänge, welche infolge der Übertiefung übersteil geworden sind, und sind namentlich dort erfolgt, wo die Schichten parallel den Thälern streichen, aber unter geringerem Winkel fallen, als die Thalgehänge, so dass sie leicht ins Gleiten gelangen konnten. Wir müssen dieser Bergstürze hier ausdrücklich gedenken, weil sie in der Geschichte der Moränenkunde eine Rolle spielen. Gabriel de Mortillet hat 1860 die Ablagerung des auffälligsten, die Slavini di Marco unterhalb Rovereto, als Typus seiner Secundärmoränen hingestellt, welche sich während des Gletscherrückzugs bilden sollten. Als der Gletscher aus dem Hauptthale wich, sollten die seitlich aufgestauten Eismassen Moränen von eigenartiger lokaler Zusammensetzung herabbringen.

Die Lavini oder Slavini di Marco sind, wie ich 1886 zeigte (Die Slavini di S. Marco. Mitth. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XXIX 1886 S. 396) ein typischer Bergsturz. Am Westabfalle der Zugna Torta sind die grauen Kalke auf ihren Schichtflächen ausgerutscht, da das Gehänge durch glaciales Unterschneidung steiler geworden war als das Schichtfallen. Deutlich erkennt man die Ausbrunnische. Die Trümmer legen sich als ein gewaltiges Schuttfeld gegenüber Mori quer über das Thal und verursachen eine merkliche Aufstauung der Etsch. Sie bilden die charakteristischen Haufen, auf denen die einzelnen Blöcke oft in kühnen Stellungen lagern. Da de Mortillet solches nicht von Bergstürzen kannte, glaubte er eine eigenartige Moräne vor sich zu haben, nicht ahnend, daß wir guten Grund haben, den Bergsturz als einen in historischer Zeit, im 9. Jahrhundert erfolgten anzusehen.

Ähnliche Ausrutschungen sind auf den Schichtflächen am Abfalle des M. Baldo gegen den Gardasee unfern Torbole erfolgt; Bergsturzmassen bilden den benachbarten Sattel von S. Giovanni im tiefen Thale zwischen Nago und Mori, wo sie den seichten See von Loppio aufdämmen. Auf

glaciale Unterschneidung führt sich auch der bedeutende Bergsturz der Marocche im Sarcathale zwischen Drò und Alle Sarche zurück. Hier sind am Brento-Rücken rechts des Flusses die liegenden rhätischen Kalke stark untergraben worden; es brachen daher die hängenden grauen Kalke ab und schütteten einen gewaltigen Damm über das Sarcathal, der sich auf mehr als 200 m über das thalabwärts gelegene Drò erhebt. Er hat das aufwärts gelegene Thalstück zu einem See aufgedämmt, welcher durch die Aufschüttungen der Sarca in zwei Wannern zergliedert worden ist: in den Doppelsee von Toblino (14—17 m tief) und von Santa Massenza (13 m tief) im Norden, sowie in den 50 m tiefen See von Cavedine im Süden. Die trennenden Aufschüttungen der Sarca erstrecken sich bis in die Sarcaschlucht oberhalb Alle Sarche hinein, deren weitere Vertiefung durch sie unterbunden ist. Es handelt sich daher um einen thalgeschichtlich jungen Bergsturz.

Die Marocche sind gleich den Lavini wiederholt als Moränen gedeutet worden, namentlich von Paglia und Omboni; dem ist bereits Stoppani (Era neozoica S. 197) entgegengetreten. Seither hat Damian in seinen Seenstudien 1892 (S. 471) die einschlägigen Fragen eingehend diskutiert, die ziemlich reiche Literatur über die angebliche Moränennatur beider Ablagerungen zusammengestellt und ihre Entstehung durch Bergstürze überzeugend begründet. Er schildert ferner, wie der 28 m tiefe See von Tenno bei Riva durch einen Bergsturz abgedämmt ist. Gleicher Entstehung sind der 35 m tiefe Tovelsee und der 118 m tiefe Molvenosee in der Brenta-gruppe. (Lepsius S. 272, Damian Molvenosee 1890); dass letzterer See, wie Vacek auf Blatt Trient der geologischen Spezialkarte angibt, oberhalb eines Dammes von „Diluvium“ läge, kann ich nicht bestätigen; die Bergsturz-natur der Ablagerung ist unverkennbar.

Ein grosser Bergsturz ist ferner, wie Damian bereits 1891 berichtet, vom unterschrittenen Westabfall der Maranza südlich von Trient abgebrochen. Sein Trümmerfeld erreicht unfern Castelier die Sohle des Etschthales. Ja, der gesamte Westabfall der Marzola ist, wie Damian dargetan, ins Rutschen gekommen und in einzelnen Staffeln gegen das Etschthal abgesehen, ohne daß es zu einer weitergehenden Fortbewegung von Massen gekommen wäre. Die Dinge liegen hier ähnlich wie bei Triesen im Rheinthale (vergl. S. 429). Die Steinbrüche im rothen Tithonkalke zwischen Trient und Gardolo am Fusse des linken Etschthalgehanges lassen endlich deutlich erkennen, wie hier das Thalgehänge bereits während des Schwindens der Vergletscherung ins Rutschen gekommen ist. Der sanfter als das Gehänge westwärts fallende Kalk ist von zahlreichen Abrissklüften durchsetzt, die ihrerseits mit Avisiogerölle erfüllt sind. Dieses konnte hierher lediglich gelangen, als der Etschgletscher das Etschthal gerade noch in schmaler Zunge erfüllte, an welcher die Wasser der Nebenthäler entlang flossen. Für letztere Tatsache werden wir noch weitere Gründe kennen lernen.

Schuttkegel.

Neben den Bergsturzablagerungen spielen im Etschthale grosse postglaciale Schuttkegel eine auffällige Rolle; sie sind es, welche in erster Linie den Lauf der Etsch bestimmen, indem sie diese bald an die eine, bald an die andere Thalseite drängen und so zum Wandern zwingen. Sie stauen ferner ganz regelmässig oberhalb von sich die Etsch etwas auf, nötigen sie hier zu Geröllaufschüttungen und bedingen Versumpfungen. In den unteren Partien des Etsch- und Gardasee-Thales, wo die grossen Bergstürze herrschen, ist ihre Höhe nicht sehr bedeutend. Der Schuttkegel des Avisio bei Lavis beispielsweise erhebt sich nur etwa 50 m über den Spiegel der Etsch. Ganz anders gestalten sich die Dinge in der Gegend von Meran. Hier legt sich vor die Mündung des Passeier Thales der grosse steil ansteigende Schuttkegel des Naifer Baches, welcher an der Mündung des Naifer Thales fast 150 m Höhe über dem Spiegel der Etsch erreicht. Weiter aufwärts bedingt der riesige Schuttkegel von Partschins die 200 m hohe Stufe, mit der sich das Vintschgauer Thal gegen das Thal von Meran absetzt; er erhebt sich an seiner Spitze noch mehr denn 100 m über den hochgelegenen Boden des ersteren. Weiter thalaufrwärts folgen die, beiden grossen Schuttkegel von Tabland und Tarsch, deren Spitzen sich je 200 m über Thal er-

heben. Eine ansehnliche Thalstufe von 100 m Höhe bezeichnet sodann der Schuttkegel des Litzer Baches zwischen Laas und Kortsch: seine Spitze liegt mehr als 200 m über dem Boden des gestauten Etschthales. Nunmehr folgt die breite Thalsole von Prad und Glurns, worauf sich die grosse, 550 m hohe Schuttkegelstufe der Malser Heide einstellt, die, wie bereits von Johann Müllner 1900 dargetan, die Seen der Malser Heide aufstaut.

Schuttkegelrudimente aus der Eiszeit.

Dass die Bildung der großen Schuttkegel schon während des Rückzuges der Vergletscherung begann, zeigt sich im unteren Etschthale. Hier sieht man bei Santa Margherita zwischen Rovereto und Ala, bei Matarello und Ravina südlich, bei Lavis nördlich von Trient neben den heutigen Schuttkegeln kleine Rudimente von älteren, welche bedeutend höher ansteigen und dabei regelmässig thalabwärts von den heutigen gelegen sind. Alle diese Schuttkegelrudimente enthalten glaciales Material, nämlich deutlich gekrizte Geschiebe, unter Verhältnissen, welche auf die Nähe der Gletscher zur Zeit ihrer Entstehung deuten. Wir denken uns die letztere wie folgt: Als der sich zurückziehende Etschgletscher jeweils an der Mündung jener Seitenthäler endete, an welcher die Schuttkegelrudimente lagern, schütteten die Seitenthälflüsse zwischen Eis und Etschthalegehänge ihr Geröll auf, und zu diesem gesellte sich das glaciales Material des benachbarten Etschgletschers. So entstanden im Winkel zwischen Gletscher und Thalrand ziemlich mächtige Aufschüttungen, welche höchstens ein Viertel, gewöhnlich aber nur $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{8}$ eines heutigen Schuttkegels einnehmen.

Alter und Entstehung der Schuttkegel.

Abgesehen von diesen Fällen findet sich nirgends glaciales Material in den grossen Schuttkegeln und namentlich findet sich auch solches nicht an der Basis des Schuttkegels von Partschins, wie E. W. Fuchs 1875 irrtümlich auf seiner geologischen Karte der Umgebung von Meran angab; vielmehr bestehen die grossen Schuttkegel selber durchweg aus den Anschwemmungen der Flüsse und Bäche, die sie aufgeschüttet haben, die grossen Schuttkegel des unteren Etschtales aus wohlgeroltem Schotter, die steilgeneigten des Vintschgaues hingegen aus mehr lehmigem Material, was deutlich verrät, dass bei Ablagerung dieser Schuttkegel Murbrüche eine massgebende Rolle gespielt haben. Die Vintschgauer Schuttkegel müssen aber auch erheblich jünger sein als die des unteren Etschthales; denn während der letzteren Bildung gleich nach dem Rückzuge der Würm-Vergletscherung, wie wir eben gesehen haben, begann, fällt ihre Aufschüttung in der Nähe von Meran nach dem Bühl-Stadium und weiter aufwärts im Vintschgau sogar in die Zeit nach dem Gschnitz-Stadium; denn sie erstrecken sich im Bereiche der Gletscher jener Stadien.

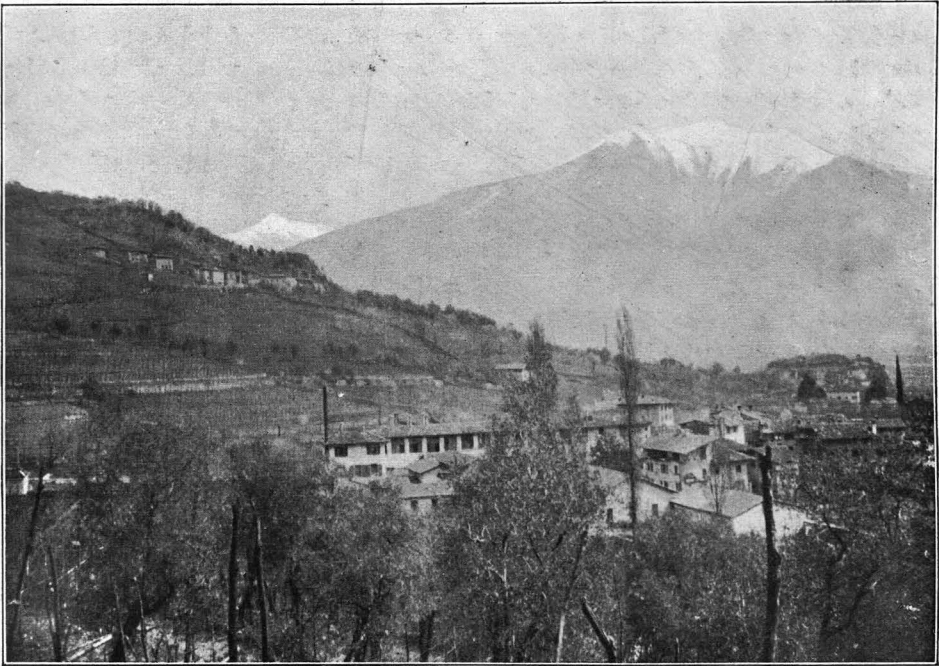
Eine charakteristische Eigentümlichkeit der Vintschgauer Schuttkegel ist, wie bereits Müllner bemerkte, dass sie sich vornehmlich an der Mündung der kleineren Seitenthäler erstrecken, während an der Mündung der grossen Seitenthäler nur kleinere Schuttkegel auftreten. So ist der Schuttkegel des Plimabaches, der aus dem Martellthale kommt, bei Morter nur wenig über 50 Meter hoch, der des Suldenbaches bei Prad gar noch weniger hoch. Weiter ist bemerkenswert, daß die Spitzen unserer steilgeneigten Vintschgauer Schuttkegel bis in die Thäler hinein wachsen, deren Bäche sie aufgeschüttet haben, und sich hier bis hoch hinauf erstrecken. So zieht sich der

Schuttkegel des Zillbaches bei Partschins bis an dessen Wasserfall hin, also durchaus bis in das Bereich, das der Gletscher des Gschnitz-Stadiums einnehmen müsste. Gleiches wiederholt sich mit dem Schuttkegel von Tartsch und dem von Laas. Tief hinein in den Almgraben bei Plaven zieht sich endlich die Schuttfläche der Malser Heide. — Soweit ich überblicken kann, kommen diese obersten Ausläufer unserer Vintschgauer Schuttkegel nirgends mit Moränen in Kontakt. Sie liegen zwar durchaus im Bereiche des Gschnitz-Stadiums, aber niemals lehnen sie sich an Moränen desselben nach der Art eines Übergangskegels an. Dagegen halten sie sich unterhalb der mutmasslichen Gletscherenden des Daun-Stadiums; sie können aber mit diesem nicht in genetische Beziehung gebracht werden. Unter solchen Umständen glaube ich nicht, dass die Entstehung unserer grossen Vintschgauer Schuttkegel von irgend einem Rückzugsstadium der eiszeitlichen Gletscher abhängig ist; massgebend für ihre Entwicklung ist lediglich die Übertiefung des Vintschgauer Thales. Durch diese wurde das Gefälle der Seitenthäler stark vermehrt, kräftige rückwärtige Erosion setzte ein, löste viel Material los, das sich dann in Form eines Schuttkegels anhäufte, und der Schuttkegel wuchs in dem Masse, als die Erosion rückwärts schritt, und wuchs schliesslich in das Bereich der von jener eingeschnittenen Thäler hinein. Bei einigen Schuttkegeln dauert dieser Vorgang noch fort, so z. B. bei dem von Laas, während er bei dem von Partschins schon zur Ruhe gelangt ist. Hier ist der Schuttkegel bereits von dem Bache, der ihn angehäuft hat, fast bis zur Spitze hinauf etwas durchschnitten. Begünstigt gewesen ist diese Entwicklung durch die ausserordentliche Tiefe des Vintschgauer Thales, an dessen beiden Seiten die Gehänge in einem Satze sich auf 2500 m Höhe erheben, sowie durch den Umstand, dass unten im Thale, wie in manchem zentralalpinen Thale, Trockenheit herrscht, während oben ergiebige Niederschläge zu gewärtigen sind. Die von letzteren herrührenden Wassermassen kamen thalabwärts in trockenen Schutt, den sie eine Strecke weit als Murgang in Bewegung setzten; sein Material musste natürlich unten auf dem Schuttkegel liegen bleiben, wie man dies noch jetzt häufig wahrnimmt. In den grösseren Seitenthälern war die Entwicklung solcher Murgänge geringfügiger, der Thalbach rollte die von den Höhen mitgebrachten Materialien leichter mit sich fort, und damit entfiel die Veranlassung zur Anhäufung so grosser Schuttkegel an der Mündung dieser Thäler.

Wie sehr die Entwicklung der grossen Schuttkegel gerade von der Thalübertiefung abhängig ist, sahen wir S. 907 schon auf dem Sattel von Pergine. Nur untergeordnet ist die Abhängigkeit der Etschthaler Schuttkegel von dem Charakter der jeweils auftretenden Gesteine, sie setzen sowohl im Kalk- als auch im Porphy-, Granit- und Urschiefergebirge auf; doch scheinen Phyllite und Glimmerschiefer ihr Auftreten sowohl im Vintschgau als auch im oberen Val Sugana besonders zu begünstigen.

Interglaciale Ablagerungen.

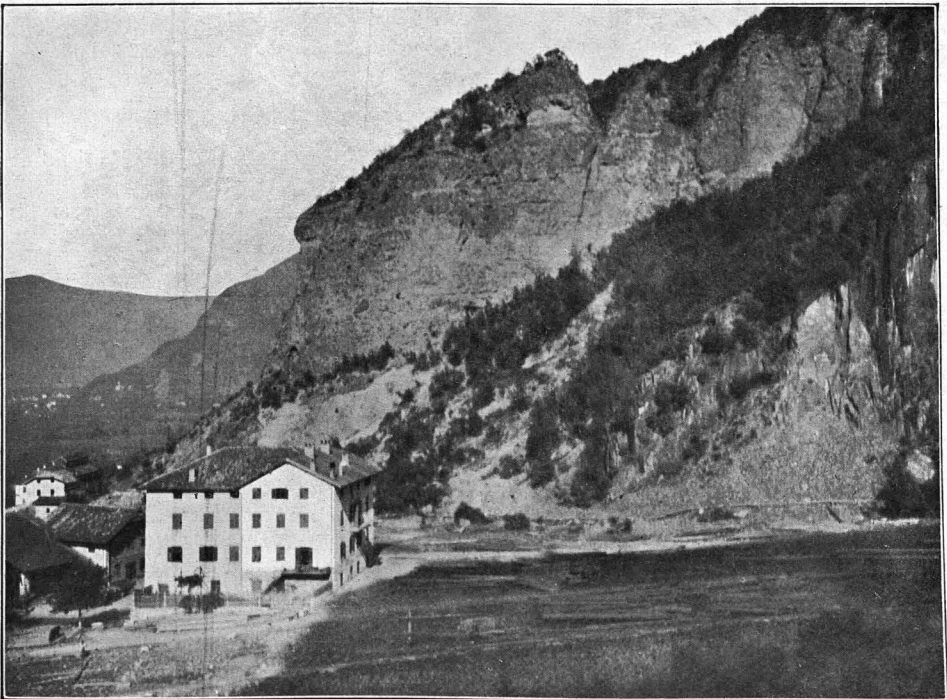
Mit den eben betrachteten postglacialen Ablagerungen des Etsch- und Gardasee-Thales haben ältere Ablagerungen an den Flanken beider Thäler auffällige Ähnlichkeit. Wir begegnen hier den Resten älterer Schuttkegel von Seitenflüssen, dem Trümmerwerk älterer Bergstürze, in Verbindung mit den Anschwemmungen des Hauptflusses. Alle diese Ablagerungen sind älter als die herrschenden Moränen, und zugleich zeigt sich, daß ihrer Ablagerung eine frühere Gletscherausdehnung vorausgegangen ist. Sie



B

T

Die interglaciale Varone-Nagelfluh (B) und die Pietra Morta (T) des Hügels von Ceole.



S

P

Der interglaciale Schuttkegel (S) von Leifers auf rundbuckligem Porphyr (P) an der rechten Seite der Mündung des Brantenthales.

sind also zwischen zwei Eisausdehnungen abgelagert; es ergeben sich Gründe, sie allesamt in die letzte Interglacialzeit verweisen. Wir beginnen mit der Betrachtung der interglacialen Schuttkegel.

Varone-Nagelfluh.

Am Nordende des Gardasees heben sich unfern Riva, wie die obere der beiden gegenüberstehenden Abbildungen lehrt, über den Häusern von Gavazzo bei Cologna die Wände einer Nagelfluh hervor (vergl. Fig. 121), welche die Bevölkerung

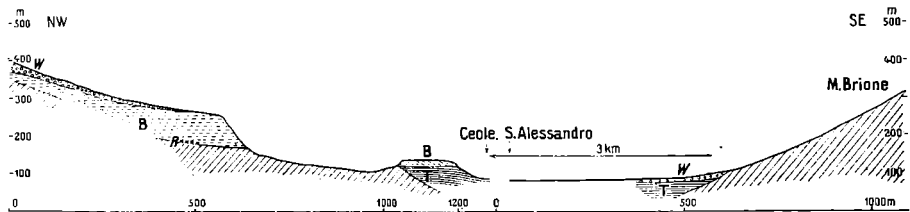


Fig. 121. Interglacial Ablagerungen am Nordende des Gardasees.

W Würm-Moränen. B Varone-Nagelfluh, flach und bei Ceole deltaartig geschichtet. T Pietra morta. R Gekritzte Geschiebe in der Nagelfluh. Grundgebirge schräge schraffiert.

Scaramuzz nennt. Blaas hat sie 1892 als Varone-Konglomerat beschrieben und mit der Höttinger Breccie verglichen. Wir finden darin vorzugsweise nicht gerade stark abgerollte Kalke aus der Nachbarschaft, die ebensogut aus dem Sarcathale wie aus dem Gebiete des wenig südlich mündenden Varonebaches herrühren können; doch fehlen nirgends angewitterte Tonalite und erratische Porphyre. Auch Urgesteinsgerölle sind vorhanden. Die Schichtung ist flach und wird durch das Gehänge schräg abgeschnitten; die untersten Bänke oberhalb des Klosters delle Grazie fallen flach nordwärts. Danach erscheint das Ganze als der Überrest eines alten Varone-schuttkegels. Mit dem Geröll wechsellagern namentlich in den tieferen Partien der Nagelfluh Lehmschichten. In solchen finden sich am Eck östlich Gavazzo zerquetschte Schneckenschalen sowie undeutliche Pflanzenreste. Herr Dr. R. Sturany in Wien hatte die Freundlichkeit, die ersteren zu untersuchen. Er schreibt mir darüber: „Drei kleine Abdrücke erinnern an *Patula solaria* Mke; ein Einschluss könnte auf ein eingedrücktes Gehäuse von *Tachea hortensis* Müll. und das am besten erhaltene Stück — dem Gewinde nach — auf *Fruticicola villosa* Drap. oder dergl. zurückzuführen sein. Es lässt sich also bloss vermuten, dass wir es mit den Formen eines milden Klimas zu tun haben.“ Überlagert wird die Varone-Nagelfluh von den Moränen des Thalgehanges, welche längs des Weges von Varignano nach Tenno gut aufgeschlossen sind; unter ihnen erhebt sie sich bei Cologna bis rund 350 m Meereshöhe. Ihre Mächtigkeit ist hier nur 10 m; als ihr Liegendes treten cretaceische Mergel entgegen. Thalabwärts nimmt die Mächtigkeit erheblich zu; sie dürfte sich am Abfalle gegen das Kloster delle Grazie auf 60 m belaufen. Am Fusse dieses Abfalles streicht unter ihr graublauer Oligocänmergel, die Creta der Gegend, aus; auf dieser kommt an der tiefsten Stelle ihrer Sohle in 170 m Höhe ein starker Quell hervor. Weiter nördlich sind darüber mächtige Schollen abgerutscht und lagern nun mit schräger Schichtung am Gehänge. Unweit hiervon fand ich in den untersten Nagelfluhpartien einzelne gekritzte Geschiebe, welche verraten, daß der Ablagerung der Varone-

Nagelfluh eine Vergletscherung ebenso vorangegangen, wie gefolgt ist. Da nun ihre Conchylienfauna Anhaltspunkte zur Vermutung gewährt, dass sie Formen eines milden Klimas enthält, so stellen wir die Nagelfluh zu den interglacialen Bildungen.

Nagelfluh und Pietra morta von Ceole.

Aus gleichem Material wie die Varone-Nagelfluh besteht die Nagelfluh, welche wenig weiter südöstlich die auf unserem Vollbilde S. 916 sichtbaren Hügel um Ceole krönt. Am westlichsten derselben ruht sie unmittelbar auf der Creta und erhebt sich hier auf beinahe 140 m. Von hier zieht sie sich unweit des Klosters delle Grazie bis zur Thalsole herab; weiter südlich erscheint unter ihr der weisse Kalkstein der Pietra morta. Während aber die Varone-Nagelfluh von gelblicher Farbe ist, ist die von Ceole grau; und während jene im grossen und ganzen horizontal gelagert ist, hat diese die schräge Schichtung eines Deltas. Diese Verschiedenheiten weisen auf verschiedene Entstehung: die Nagelfluh von Varone ist eine fluviatile, die von Ceole eine lacustre Ablagerung.

Die Zusammengehörigkeit beider Nagelfluhablagerungen wird durch ihr Alter erwiesen. Eng verknüpft mit der Ceole-Nagelfluh ist die Pietra morta in ihrem Liegenden. Dieser leicht bearbeitbare Kalkstein ist verfestigter Kalkschlamm. Eingeschaltet ist eine mehr mergelige Zwischenlage, Pietra marcia, die nicht als Werkstein benutzt werden kann und ganz auffällige Schichtstörungen aufweist, als wäre sie einst ins Gleiten gekommen. Pietra morta und Pietra marcia fallen ostwärts; beide enthalten teils einzeln eingestreut, teils lagenweise eingebettet Geschiebe von verschiedenen Kalken sowie solche von Tonalit. Einzelne Kalkgeschiebe sind gekritz und gekritzte Geschiebe finden sich auch an der Basis der hangenden Deltanagelfluh. Die Gesamtmächtigkeit der Pietra morta mitsamt der Pietra marcia beläuft sich auf mehr als 20 m; sie wird bis zu einer Meereshöhe von etwa 75 m, 10 m über dem Gardaseespiegel, ausgebeutet. Fossilien wurden in ihr bisher nicht gefunden, was auch Vacek 1899 berichtete.

Ein zweites Vorkommen der Pietra morta liegt, wie gleichfalls bereits Blaas erwähnt und auch Vacek 1903 mitteilt, 3 km südsüdöstlich von Ceole am Ostfusse des M. Brione, im Winkel südöstlich S. Alessandro. Sie wird hier in drei Steinbrüchen gewonnen; die Schichten fallen schwach westwärts; wieder sind Geschiebe von Kalk und Tonalit, von denen die ersteren gelegentlich deutliche glaciale Schrammung zeigen, eingebettet. Als Hangendes tritt hier zähe graue Grundmoräne entgegen, welche dann und wann Blöcke der Pietra morta enthält. Die Aufschlüsse reichen bis zum Grundwasser herab, das sich nur wenig hoch über dem Gardaseespiegel erheben dürfte.

Interglacialer Gardasee.

Die hier mitgeteilten Beobachtungen bestätigen die Angabe von Blaas, dass die Pietra morta viel mehr Beziehungen zum diluvialen Varone-Konglomerat hat als zum Miocän des M. Brione, zu dem sie von Lepsius gestellt worden ist. Es trifft die Mutmassung Vaceks zu, dass es sich um eine diluviale, quartäre Bildung handelt. Sie ist das schlammige Sediment, welches zum Deltaschotter in ihrem Hangenden gehört. Beide sind älter als die Moränen der Gegend; die eingeschwemmten gekritzten Geschiebe aber lehren, dass ihrer Ablagerung eine Vergletscherung vorangegangen ist. Gleiches haben wir bereits für die Varone-Nagelfluh nachgewiesen. Die genetischen Beziehungen beider Gruppen von Ablagerungen erhellen aus ihren Lagerungsverhält-

nissen. Der alte Schuttkegel der Varone-Nagelfluh liegt in grösserer Meereshöhe als das Delta mit dem alten Seeschlamm von Ceole. Wir haben hier die Ablagerungen nebeneinander, welche sich heute noch in der Gegend von Riva am und im Gardasee bilden, nur reichen beide viel höher, die lacustren bis 140 m und die fluviatilen bis rund 300 m, während die Ablagerung des heutigen Gardasees bis 65 m, die Schuttkegel z. B. bei Varone bis an 150 m Höhe sich erstrecken. Wir gewinnen hiermit einen Anhalt für einen interglacialen Gardasee. Sein Spiegel muss im Höhenintervall zwischen der schrägen geschichteten Nagelfluh von Ceole und der flach gelagerten Wand gegen delle Grazie angesetzt werden, also zwischen 140 und 170 m Meereshöhe. Das ist erheblich höher als die Altmoränen der Gegend von Montichiari und Carpenedolo (120 m). Es wiederholt sich also auch am Gardasee die schon mehrfach beobachtete Tatsache, dass der interglaciale Seespiegel höher liegt, als die den See umstauenden Moränen. (Vergl. S. 150, 164, 527 und 833).

Malpensada-Breccie und andere Breccien bei Trient.

Bereits 1891 hat Damian auf eine Breccie südlich von Trient aufmerksam gemacht, die ihn in vielen Stücken an die Höttinger Breccie bei Innsbruck erinnerte, und ein Jahr später hat sie Blaas als Malpensada-Breccie eingehender beschrieben. Sie tritt etwa 3 km südlich Trient auf, wird in der Schleife der Valsuganabahn bei der Villa Rossi (der Spezialkarte, jetzt Garbari) in Steinbrüchen ausgebeutet und zieht sich (vergl. Fig. 122) am Gehänge abwärts bis zur Casa Malpensada. Sie besteht aus

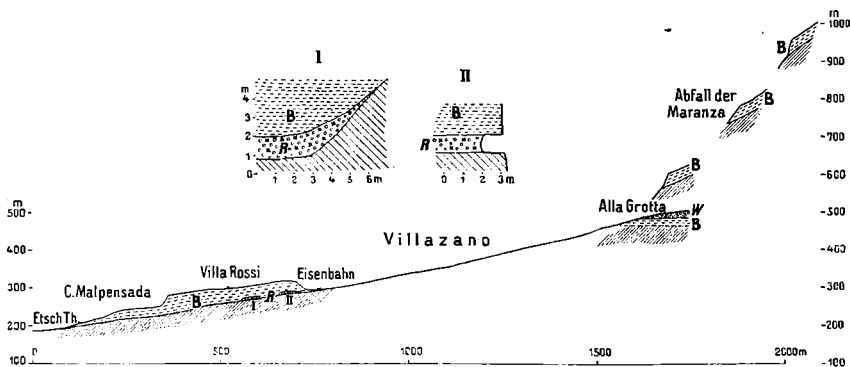


Fig. 122. Interglaciäre Malpensada-Breccie bei Trient.
 W Würm-Moränen. B Malpensada-Breccie. R Riss-Moränen.
 Grundgestein schräge schraffiert.

Trümmern von den Kalken der benachbarten Marzola, aber nirgends fehlen auch Porphy- und Urgebirgsbrocken; unter letzteren gibt es auch solche von Zentralgneiss. Während nun Damian ausdrücklich angibt, im Liegenden der Breccie nicht Moränen gefunden zu haben, traf ich solche hier bei der Villa Rossi an. In einer Nische südlich der Villa unweit der Eisenbahn nahm ich 1896 und 1903 übereinstimmend das in Fig. 122 I wiedergegebene Profil auf. Ferner erschloss eine Grabung beim Quell südöstlich der Villa gleichfalls unter der Breccie sehr feste Grundmoräne, wie Fig. 122 II zeigt. Beide Aufschlüsse liegen so weit auseinander, dass der Gedanke an eine stattgehabte Rutschung der Breccie über die Moräne ausgeschlossen erscheint. Die Oberfläche der Breccie zeigt in der Umgebung der C. Rossi die Formen glacialer

Zurundung; Moränenbedeckung konnte ich hier nicht finden. Wohl aber tritt über einem etwas mehr als 1 km östlich gelegenen Vorkommen der Breccie bei Alla Grotta Moräne auf. Wir haben es daher hier genau ebenso wie bei Innsbruck mit einer zwischen Moränen gelagerten verfestigten Schuttkegelablagerung zu tun, und hier wie da knüpfen sich an deren Nachbarschaft alte zu Breccien verkittete Schutthalden. Sie brechen in steilen Wänden am Abfalle der Marzola gegen die Villa Rossi ab; ich verfolgte sie hinauf bis zur Maranzaalm, bis 1000 m Meereshöhe; hier tragen sie reichliche Moränenbedeckung. Das Material ist fast ausschliesslich Kalktrümmerwerk. Wir müssen daher bei Trient auf einen ganz ähnlichen Gang der Ereignisse schliessen wie bei Innsbruck. Nachdem das Etschthal bis über Trient hinaus vergletschert gewesen war, zog sich das Eis zurück; an den Gehängen entstanden grosse Schutthalden, an ihrem Fusse Schuttkegel; dann kam eine neuerliche Vergletscherung, welche das Thal bis über 1600 m hinauf erfüllte. Nur können wir nicht wie bei Innsbruck Schlüsse auf die Mächtigkeit der ersten Vereisung und auf das Klima der Zwischenzeit machen. Auch reicht die Breccie, welche von der Bevölkerung Mandorlato genannt wird, viel tiefer am Thalgehänge herab als die Höttinger Breccie; sie kann bis fast zur Thalsohle herab verfolgt werden.

Vacek verzeichnet die Breccie nicht auf der geologischen Specialkarte Blatt Trient, erwähnt sie aber 1903 in seinem Führer (S. 27). Ein Vorkommnis einer ähnlichen Breccie findet sich gleichfalls am linken Etschthalgehänge 5 km nördlich Trient zwischen Meano und Gardola di Mezzo, wo Vacek Diluvium angibt. Sie bricht mehr als 100 m über dem Etschthale steilwandig gegen dasselbe ab. Die Oberflächenformen weisen auf glaciäre Zurundung. Auf ein weiteres Vorkommnis von Gehängebreccie machte mich Professor Damian in Trient aufmerksam. Es liegt 5 km südlich Trient am rechten Etschthalgehänge und wird vom Wege zwischen Romagnano und Garinga angeschnitten. Ich konnte seine Beziehungen zu den Glacialbildungen nicht feststellen.

Nagelfluh von Leifers.

An der Mündung des Brantenthales bei Leifers findet sich ein räumlich sehr beschränktes, aber recht mächtiges Vorkommnis einer ziemlich festen Nagelfluh, welches beiderseits jener Thalmündung an die steilen Porphyrgehänge förmlich angeklebt erscheint. Die untere Abbildung auf unserem Vollbilde S. 916 zeigt sein Auftreten an der rechten Seite der Thalmündung; auf der linken Seite trägt es das Kirchlein von St. Peter (438 m). An seiner Zusammensetzung beteiligen sich vor allem grosse Porphyrböcke, daneben auch angewittertes Kalkgerölle, alles Materialien aus dem Brantenthale; Urgesteine und Tonalite aus dem Etsch- und Eisackthale habe ich nicht gefunden; das ganze ist daher der Überrest eines etwa 160 m mächtigen alten Schuttkegels, welcher bis zur Spitze des heutigen Schuttkegels des Brantenbaches, nämlich bis 280 m Höhe, herabverfolgt werden kann. Der bei St. Peter vorbeiführende Wallfahrtsweg nach Weissenstein schliesst als Hangendes der Nagelfluh loses Etschgerölle auf, über welchem sich in 480 m Höhe Moränen einstellen. Das Liegende sieht man an der anderen Seite, rechts vom Brantenbache. Hier hebt sich unter der Nagelfluh Porphyry in ziemlich steilem Abfalle hervor, und dieser hat unverkennbar Rundbuckelformen, nicht die Klufformen der in den Porphyry eingeschnittenen Thäler; doch gelang es mir nicht, deutliche Gletscherschliffe auf der Oberfläche oder Moräne zwischen ihr und der Nagelfluh zu finden. Immerhin sind die Rundbuckelformen deutlich genug, um eine der Nagelfluh-Ablagerung vorausgegangene Vergletscherung sehr wahrscheinlich zu machen.

Schuttkegel von Tirol.

Die erste Erwähnung von interglacialen Bildungen im Etschthale knüpft sich an die Ablagerungen beim Schlosse Tirol unweit Meran. Im Graben von Gratsch steigt man 150 m hoch durch eine gelbe Schuttablagerung mit grossen Blöcken, über welcher sich in etwa 580 m Höhe 20 m mächtiges Etschgerölle einstellt. Über diesem lagern beim Schlosse Tirol die Grundmoränen, welche durch das Auftreten von Erdpyramiden ausgezeichnet sind. Gredler und Götsch halten die liegende gelbe Schuttablagerung für Moräne, ersterer für die einer älteren Eiszeit, letzterer für die eines Lokalgletschers der das Hauptthal hier eher erreichte als der Gletscher desselben. Ich kann mich der Deutung, dass eine Moräne vorliegt, nicht anschliessen. Die Ablagerung ist durchweg geschichtet und fällt schwach südlich. Götsch hat aber recht, wenn er darauf aufmerksam macht, dass in ihr vornehmlich Material aus dem Spronser Thale vorkommt. Darnach halte ich sie für einen alten Schuttkegel des Spronser Thales und sehe mich in dieser Auffassung dadurch bekräftigt, dass an der nordwärts gelegenen Mündung des Spronser Thales oberhalb Kuens eine ebensolche Ablagerung abermals in grosser Mächtigkeit auftritt und hier entschieden gegen die Passer hin fällt. Darüber lagern gleichfalls Moränen. Aber dieser alte Schuttkegel enthält nicht bloss Gesteine des Spronser Thales; ich bemerkte im Graben unterhalb des Schlosses Tirol auch Blöcke von Tonalit, weissem Marmor, von Hornblendeschiefer, welche dem weiteren Passergebiet angehören und hier die Rolle von erraticem Materiale spielen, weswegen die Bildung des Schuttkegels wieder zwischen zwei aufeinanderfolgende Vergletscherungen anzusetzen ist.

Wir haben also oberhalb des Gardasees im Etschthale zwischen Trient und Meran die Reste von vier verschiedenen alten Schuttkegeln vor uns. Die Gleichartigkeit ihres Auftretens und ihres Verhaltens gegenüber den Moränen bestimmt uns, sie allesamt als gleichalterig zu erachten und wegen der in der Varone-Nagelfluh enthaltenen Schneckenfauna für interglacial anzusehen und sie, ausgehend von den hangenden Moränen bei Riva und Trient, in die Riss-Würm-Interglacialzeit zu verweisen. Allerdings sind die hangenden Moränen bei Meran, sowie möglicherweise die bei Leifers wesentlich jünger als die bei Riva und Trient; sie gehören, wie wir sehen werden, dem Bühl-Stadium an. Danach wären im Etschgebirge während der Riss-Würm-Interglacialzeit ausserordentlich hohe Schuttkegel zur Entwicklung gelangt, deren Spitzen 200 m und mehr die heutige Thalsole überragten, während ihre Aufschüttungen nahezu bis zur letzteren herabreichen. Hiernach sind während der Riss-Würm-Interglacialzeit ähnlich grossartige Schuttkegel zur Entwicklung gelangt, wie wir sie heute im Vintschgau oberhalb Meran antreffen. Hier sehen wir deutlich, dass das Hauptthal keineswegs allgemein bis zur Spitzhöhe der Schuttkegel verschüttet gewesen sein muss und dass es zwischen den Schuttkegeln ansehnliche Lücken gibt. So dürfte es in der Riss-Würm-Interglacialzeit auch im Etschthale unterhalb Meran der Fall gewesen sein. Immerhin muss aber auch hier der Thalfluss durch die Entwicklung der Schuttkegel zu namhaften Aufschüttungen veranlasst gewesen sein und es muss das Etschthal schliesslich bis zu beträchtlicher Höhe über seinem heutigen Boden ganz und gar verschüttet gewesen sein. Wenn von dieser grossartigen Verschüttung nur ganz wenige Überreste sich erhalten haben, die wir einzeln betrachtet haben, so vergewissert uns dies von neuem von der gewaltigen, durch die letzte Vergletscherung ausgeübten Erosion.

Interglaciale Nagelfluh von Pederzano.

Neben den interglacialen Schuttkegeln des Etschtales begegnen wir auch einer Nagelfluhablagerung wahrscheinlich interglacialen Alters. Im Lägerthal (Valle Lagarina) oberhalb Rovereto bildet sie am rechten Gehänge die Terrasse, welche gegen das Dorf Villa Lagarina steil abbricht, und auf welcher das Dörfchen Pederzano (369 m) liegt. Diese Pederzano-Nagelfluh erhebt sich bis 500 m Höhe und reicht bis 260 m Höhe herab. Ihr Material besteht aus horizontal geschichtetem Etschthalgeröll. Die untersten Partien sind sehr grob und reich an grossen Porphyrollsteinen, während die mittleren, von der Bevölkerung Duvino genannten, fast nur aus erbsengrossen Kalkgeröllen bestehen. Danach haben wir es hier mit den Überresten einer mindestens 240 m mächtigen Aufschüttung eines alten Etschtales zu tun, dessen Sohle 80 m über dem heutigen gelegen war.

Auch diese Ablagerung liegt unter Moränen, welche ihre Schichten ebenso schräge abschneiden, wie die der eben betrachteten Schuttkegel. Unter ihr erscheint im Thale zwischen Pederzano und Noarna altes Bergsturzmaterial. Solches liegt auch in einer grossen Entblössung nördlich Pomarolo unter der Nagelfluh; es wird durch eine verketete Masse von rötlicher Kalkbreccie, von Basalttuffen und Basaltbrocken, die sich auf eine schräge Schicht-Platte von Eocän-Kalken legen, gebildet. Ein kohliges Lager mit wohl erhaltenen Pflanzenstengeln und Zweigen charakterisiert jenen Bergsturz als ziemlich jugendlich; ein grosser Porphyrblock erscheint wie ein erratic Fremdling in ihm. Der Ablagerung der Pederzano-Nagelfluh gingen also Bergstürze voraus, und diese förderten Material zur Tiefe, welches wir heute, wenn es sich an den Etschthalgehängen findet, als erratic bezeichnet. Wir weisen daher auch der Pederzano-Nagelfluh ein interglaciales Alter zu, glauben aber, dass sie älter ist, als die bisher betrachteten Schuttkegelbildungen der Riss-Würm-Interglacialzeit, da sie nicht gleich diesen bis an die Thalsole herabreicht, sondern ziemlich hoch über derselben gelegen ist. Wir meinen sie am ehesten in die Mindel-Riss-Interglacialzeit verweisen zu sollen.

Glaciale Gebilde.

Die Moränenablagerungen des Etschgebietes bekunden in ihrer Verbreitung eine enge Beziehung zur Thalübertiefung. In den übertieften Furchen sind sie spärlich und treten immer nur an gewissen Stellen entgegen, welche Halte des sich zurückziehenden Gletschers offenbaren. In den daneben befindlichen Thälern hingegen, welche von starker glacialer Erosion verschont geblieben sind und in wenig geminderter präglacialer Tiefe hoch über den übertieften Furchen hängen, machen sie sich breit und treten vielfach als ausgedehnte Decken entgegen, die mit dem Eisrückzuge nicht in Verbindung stehen. Mit diesen Moränendecken an den Flanken der Hauptthäler verbinden sich natürlich auch hier die Ablagerungen des sich zurückziehenden Eises. Während dieselben jedoch in den Hauptthälern, am Boden der übertieften Furchen gelegen, sich scharf hervorheben, lehnen sie sich in unseren Seitenthälern unmittelbar an die hier befindlichen Moränendecken und die Trennung der hocheiszeitlichen Ablagerungen von denen der postglacialen Stadien fällt daher hier gelegentlich recht schwer, zumal da spätere Erosion die Moränendecken manchmal in schmale Wälle zerschnitten hat, welche in bezug auf Verlauf und Form den Endmoränen recht ähnlich werden können.

Um zu einer scharfen Chronologie der Moränenablagerungen gelangen zu können, müssen wir also zunächst in den Hauptthälern aufwärts wandern, um hier die einzelnen

Stadien des sich zurückziehenden Eises aufzusuchen. Dann erst wenden wir uns den Seitentälern zu, wo wir zwischen hocheiszeitlichen und postglacialen Anhäufungen zu unterscheiden haben.

Etschthal. Gletscherschliffe und Riesenkessel.

Oberhalb des Gebietes der Endmoränen setzen, wie wir schon erwähnten, die glacialen Ablagerungen des Etschgebietes zunächst nahezu aus. Aber es fehlen damit keineswegs Gletscherspuren; vielmehr treffen wir an den Gehängen sowohl des Gardaseethales, wie auch des Etschthales sehr häufig Gletscherschliffe, sowie in auffällig grosser Zahl Riesenkessel, deren Entstehung nur unter der Voraussetzung zu erklären ist, dass einst das Thal mit Gletschereis erfüllt gewesen ist, dessen Schmelzwasser die Kessel ausstrudelten.

Es ist unmöglich, die grosse Zahl der beobachteten Gletscherschliffe hier einzeln aufzuführen. Sie folgen alle der Richtung der Täler und verraten auf Pässen, so namentlich längs der Strecke Trient-Alle Sarche, das Überfließen des Eises. Besonders schön sind die Schliffe auf der linken Seite des Gardaseethales, sowohl auf den Jurakalken des M. Baldozuges als auch auf den Eocänkalken an der Strasse zwischen Nago und Arco. Grossartig abgeschliffen sind die Riegelberge oberhalb Arco. Der Hügel mit Höhenzahl 481 m der österreichischen Spezial-Karte trägt bis auf seinen Gipfel Schliffe, die allerdings vielfach dem sich entwickelnden Karrenphänomen zum Opfer gefallen sind; an seinem Ostabfall ziehen sich breite, weithin sichtbare Glacialfurchen entlang und an seinem Ostfusse erstreckt sich bei S. Maria Rundbuckel neben Rundbuckel.

Ausgezeichnete Riesenkessel liegen an der Ostseite des Gardaseethales unweit der Strasse, die von Nago nach Arco herabführt. Hier waren 1886 zahlreiche Gletscherschliffe durch den Strassenbau aufgeschlossen; gegen die Sarcaebene zu befinden sich die schon seit 1877 bekannten seither von Trener beschriebenen Riesenkessel (I pozzi glaciali di Nago. Tridentum II. 1899), auf welche neuerlich ein Wegweiser deutet. Sie liegen in einer Reihe und sind verbunden durch eine am Gehänge herablaufende Rinne, die am obersten Kessel beginnt. Weiter thalaufwärts liegt der grosse von Stoppani beschriebene Riesentopf von Vezzano (Era neozoica S. 33; vergl. auch Stoppani, Le marmite dei giganti. Ann. Soc. degli Alpinisti Tridentini 1877, S. 156. D. E. G., I pozzi glaciali di Vezzano. Ebenda 1879 S. 281. Apollonio, I pozzi glaciali di Vezzano. Ebenda 1880, S. 37), in dessen Nachbarschaft jüngst Fr. Zieger weitere Riesenkessel entdeckte (I pozzi glaciali di Madruzzo, Bolletino della Soc. Rododendro, Trient III. 1906, S. 17; I nuovi pozzi glaciali di Vezzano e di Madruzzo, Rivista Tridentina VI, 1906, 3). Aus dem Etschthale beschreibt G. de Cobelli Riesenkessel in der Umgebung von Rovereto, von Vallunga nördlich, von Grottole bei Lizzana und vom rechten Etschufer gegenüber Serravalle südlich genannter Stadt (Le marmite dei giganti della valle Lagarina, IX Pubblicazione fatta per cura del Museo civico di Rovereto, 1886).

Umflussungsrinnen.

Angesichts der Spärlichkeit von Moränenablagerungen im unteren Etschthale fesseln unsere Aufmerksamkeit insbesondere einige Gebilde, welche bekunden, dass der Eisrückzug in einzelnen Etappen erfolgte und dass speziell am Boden des Etschthales sich noch längere Zeit eine Gletscherzunge erhielt, während die angrenzenden Höhen schon eisfrei geworden waren. In erster Richtung weisen die Schuttkegelrudimente, die wir bereits gewürdigt haben, in letzter eine Umflussungsrinne neben dem Etschthale nördlich Trient, welche allerdings weit weniger grossartig ist, als die S. 770 aus dem Sesialthale erwähnte. Sie schneidet quer über den Nordwestsporn des Kalisberges zwischen Gardolo und Meano, und unterhalb von ihr treffen wir auf der Höhe von Martignano Sand und Schotter, mutmasslich abgelagert von dem zur Seite geschobenen, längs der Etschgletscherzunge entlang fliessenden Avisio, dessen Spuren wir auch in den Steinbrüchen von Gardolo finden (vergl. S. 914).

Diese Umflussrinnen, die wir bereits wiederholt kennen gelernt haben, haben in Bezug auf die Ansichten von Brunhes über die Entstehung der Thalübertiefung (*Érosion fluviale et érosion glaciaire. Revue de Géographie I. 1907, S. 281*) theoretische Bedeutung. Brunhes denkt sich die Übertiefung im wesentlichen dadurch bewirkt, dass sich die Wirkung des rinnenden Wassers auf zwei Linien konzentriert, welche sich meist an den beiden Seiten oder unter dem Gletscher entlang ziehen. Wir entnehmen unsern Beispielen, dass bei der von Brunhes verlangten Disposition ganz andere Formen entstehen als übertiefte Täler.

Moränen und Schotter von Eppan.

Das Gebiet von Eppan unterhalb Bozen stellt das erste bedeutendere Moränenvorkommnis dar, dem wir im Etschthale aufwärts wandernd begegnen. Es ist eine deutlich aufgeschüttete Terrasse am Fusse des Mendel-Gebirges, die durch den 14 km langen Rücken des Mitterberges von der Etsch geschieden wird. Dieser Rücken ist mit Recht als Fortsetzung des Riedels zwischen Etsch und Eisack bezeichnet worden, welcher oberhalb des Schlosses Siegmundskron von der ersteren durchbrochen worden ist. Er besteht aus Bozener Porphyr, welcher prächtige Rundbuckelformen zeigt. Zwischen ihm und dem Fusse der Mendel erstrecken sich, wie bereits Blaas (1892) erwähnte, Moränen, Mehlsande und Schotter in einer Mächtigkeit von etwa 200 m. Den Sockel des Ganzen bildet lockerer Etschthalschotter, welcher am Nordrande der Terrasse von Eppan gegen Siegmundskron hin ausstreicht und hier unmittelbar neben Gletscherschliffen auf dem Porphyr zu liegen kommt. Darüber breiten sich in der Gegend von Girlan und St. Pauls feine Mehlsande, die gelegentlich mit Geröllbänken wechsellagern. Weiter südlich stellen sich auf der Höhe der Terrasse Grundmoränen ein, die unmittelbar auf Schotter zu liegen kommen. Sie erstrecken sich bis zu einem grossartigen Endmoränenwall, der südlich von Girlan beginnt, sich an den Abfall des Mitterberges schmiegt, hier den unteren, 12 m tiefen ¹⁾ Montiggler See abdämmt und bis gegen den Kalterer See hin vorstösst. Hier kommen unter ihm die Etschthaler Schotter zum Vorschein, ähnlich denen von Siegmundskron, aber hier ineinandergeschachtelte, steil abfallende Übergangskegel bildend.

Es liegt im Gebiete von Eppan also ein ganz ähnlicher Komplex vor, wie im Kirchbichler Walde im unteren Inntale. Die Endmoräne Girlan-Montigggl, die ihrerseits sich häufig in einzelne Wälle auflöst, bezeichnet einen längeren Gletscherhalt, währenddessen vor dem Eise Schotter abgelagert wurden. Als sich jenes dann zurückzog, wurden zwischen ihm und der Endmoräne in einem glacialen Stausee die Mehlsande von St. Pauls abgelagert. Der Abfluss dieses Stausees schnitt in die vorher aufgeschütteten Materialien ein und bildete das heute trocken daliegende Thal, das sich östlich von Kaltern zum Kalterer See zieht. Dieser selbst hat mit den geschilderten Ereignissen nichts zu tun; er nimmt das Südende des Kalterer Thales ein, welches durch die heutigen Etschanschwemmungen abgedämmt worden ist. Seine Tiefe ist gering.

Die Endmoräne Girlan-Montigggl ist an ihrem Nordende mit Weinbergen bedeckt und langanhaltende Bodenkultur hat hier ihre charakteristischen Oberflächenzüge stark verwischt. Diese treten weiter südlich entgegen, wo sie mit Wald bedeckt ist; da wechseln unregelmässige blocküberstreute Kuppen mit Moorflächen und bilden ein Gelände, dessen Formenreichtum auf Blatt Cles der österreichisch-ungarischen Spezialkarte nicht entsprechend wiedergegeben ist. — Weniger zusammenhängend sind die Moränenwälle an der Westseite von Eppan. Sie lehnen sich oberhalb

¹⁾ Vgl. G. Huber, Monographische Studien im Gebiete der Montiggler Seen. Stuttgart 1905.

St. Pauls an den Fuss des Buchberges und werden dann bei Planitzing durch das Trümmerwerk eines Bergsturzes, bei Kaltern durch einen grossen Schuttkegel unterbrochen. Über letzterem aber erheben sich bei St. Nicolaus ähnliche Schuttkegelrudimente, wie wir sie bereits aus dem unteren Etschthale kennen gelernt haben.

Im Anschluss an die Moränen von Eppan sei eines kleinen Vorkommnisses von Schotter und Moräne vor der Mündung des Nocethales gedacht, das bereits Damian bemerkt hat. Südöstlich Wälschmetz (Mezzolombardo) liegt die 30—40 m hohe Terrasse des Kirchleins San Pietro. Hier treffen wir unter Grundmoräne unregelmässig, zum Teil schräge geschichteten Schotter, der seinerseits eine aus Kalk bestehende Breccie überlagert; die Grenze zwischen Moräne und Schotter verläuft eine Diskordanz. Nordwestlich von Wälschmetz, dort wo der Weg nach Fai von der Nonsberger Strasse abzweigt, sieht man einen grösseren Schuttkegel mit Trümmern benachbarter Gesteine; sein eckiges Material gehört in das Liegende von moränenbedeckten Noceschottern. Wir haben also auch hier wie bei S. Pietro einen alten Schuttkegel mit Thalschottern unter den Moränen der Gegend. Mit Recht stellt Vacek das Ganze auf Blatt Trient zum Diluvium, wogegen er das Vorkommen von S. Pietro ganz zum recenten Gehängeschutte rechnet, der es bedeckt.

Moränen von Meran und im Vintschgau.

Oberhalb des Mittelgebirges von Eppan setzten die Moränen im Etschthale abermals aus. Erst bei Meran treffen wir wieder auf eine ausgedehntere Moränenablagerung, welche an der Mündung des Passeier Thales die interglacialen Schuttkegel des Spronser Thales bedeckt. Diese Moränen entstammen, wie ihre Zusammensetzung lehrt, dem Etschgletscher. Dieser auch war es, welcher den Segenbühel bei Meran abschliff und hier die bereits mehrfach erwähnten südöstlich streichenden Gletscherschliffe hinterliess.

Auch das Vintschgauer Thal ist zunächst arm an Moränen. Erst bei Tschars sieht man wieder Moränen am Thalgehänge und solche werden thalaufwärts häufiger und häufiger. Bei Göflan reichen sie bis zur Thalsohle hinab und bedecken hier einen durch den Eisenbahnbau blossgelegten Gletscherschliff. Sie treten ferner in ansehnlicher Mächtigkeit am Fusse des rechten Etschthalgehänges unterhalb der Mündung des Suldenthales zwischen Prad und Tschengls auf und bilden am Sonnenberge gegenüber Prad eine ausgesprochene Terrassierung, die sich etschthalabwärts senkt. Alles dies weist darauf, daß der sich zurückziehende Etschgletscher auch im unteren Vintschgau längere Zeit stationär war und unterhalb der Mündung des Martellthales in etwa 650 m Meereshöhe endete. Das ist der oberste Gletscherhalt, den wir im Etschthale nachweisen können; weiter thalaufwärts finden wir nur Schuttkegel.

Diese Gletscherhalte im Vintschgau entsprechen Gletscherhalten an den Mündungen einiger Seitenthäler. Hammer erwähnt 1906, dass bei Morter (697 m) die Mündung des Martellthales durch einen schwach gekrümmten Moränenwall abgeschlossen wird, und macht auf Moränen lokalen Ursprungs an der Mündung des Laaser Thales aufmerksam. Hier kann man beiderseits des Baches deutliche Wälle erkennen, welche die Lage und die Zusammensetzung von Ufermoränen einer schmalen Gletscherzunge haben, die gerade bis ins Etschthal (900 m) herabreichte. Der linksufrige Wall gliedert sich, wie unsere obere Abbildung auf dem Vollbilde S. 942 erkennen lässt, in zwei parallele Rücken; auf dem einen davon befindet sich die Kapelle von St. Martin (1054 m).

Hammer macht darauf aufmerksam, daß sich ähnliche Moränenwälle an der Mündung des Suldenthales bei Prad erheben. In der Tat ist es verlockend, sowohl in den Moränen, welche den Hügel südlich und den der Ruine Gargitz westlich Prad bilden, die Ufermoränen einer schmalen Zunge des Suldengletschers zu erblicken, welche gerade bis ins Vintschgauer Thal herabreichte. Allein man kann diese Wälle auch ansehen als herausgeschnitten aus den mächtigen Moränen, welche zwischen Prad und Tschengls den Fuss des Etschthalgehänges umsäumen, und welche, wie

Hammer richtig hervorhebt, sich bis Gomagoi im Suldenthale hinziehen, wo sie die Terrasse von Stilfs bilden. Diese Terrasse trägt durchaus den Charakter einer Thalverbauung. Unter den Moränen begegnen wir grobem, zum Teil schräg geschichtetem Suldenschotter, sowie auch solchem lokalen Ursprungs. Wie man auch die Moränen um Prad deuten möge, zweifellos ist, dass der Suldengletscher, sei es als selbständiger Eisstrom, sei es als Zufluss eines im Vintschgauer Thale gelegenen Etschgletschers, längere Zeit bis in die Gegend von Prad (900 m) gereicht hat.

Daunstadium im Schnalser Thale.

Um die jüngeren Halte im Rückzuge der Vergletscherung kennen zu lernen, müssen wir in die Seitenthäler des oberen Etschthales eindringen. Bereits 1870 hat Göttsch eine Reihe von Endmoränen aus dem Schnalser Thale kennen gelehrt, welche er als mittelalte bezeichnete, da sie weder von der grossen eiszeitlichen Vergletscherung noch von den heutigen Gletschern herrühren können. Er machte namentlich auf die Endmoränen an der Penaud-Alpe (2319 m) aufmerksam, welche am Ende eines gletscherfreien Kesselthales liegen, und folgert aus ihnen auf eine Depression der Schneegrenze von wenigstens 1000 Fuss (300 m), da sie in 7000 Fuss Höhe liegen und das umgrenzende Gebirge nicht selten bis 9000 Fuß herauf reicht. Weiter erwähnt Göttsch die Moränen im Lagaun- und an der Mündung des Langgrubthales bei Kurzras, welche seither gleich denen von Penaud auch von Greim (1895) kurz beschrieben worden sind. Ich habe sie 1901 besucht. Am auffälligsten sind die bei Kurzras. Sie bilden einen 200 m hohen Wall, der sich als linke Ufermoräne vom Wirtshause Kurzhof (2009 m) gegen den Steinschlagferner hinzieht. Ihnen gegenüber liegen die Reste einer rechten Ufermoräne. Kaum minder auffällig sind die Ufermoränen des Lagaunthales. Sie ziehen sich beiderseits des trogförmigen Thales als 70 m hohe Wälle entlang und hängen über dessen stufenförmiger Mündung bis 2000 m Höhe herab. Weitere Ufermoränen sah ich westlich vom Wege von Kurzras zum Hochjoche; sie lehren, dass einst der Hochjochgletscher sich bis in die Gegend von Kurzras erstreckte. Alle diese Gletscher weisen auf eine Zeit, da das oberste Schnalser Thal eine ähnliche Vergletscherung aufwies, wie heute die oberste Verzweigung des Oetzthales im Niederthale. Sie versangen eine Schneegrenzhöhe von 2700—2800 m, 300 m unter der heutigen, welche ich mit Ed. Richter zu 3000—3100 m veranschlage, und gehören daher zum Daunstadium. Greim greift zu tief, wenn er jene Höhe zu 2500 m ansetzt, denn in der Umrahmung der Gletscher kommen Höhen von über 3400 m vor.

Ob neben den so typisch entwickelten Daunmoränen des Schnalser Thales auch solche des Gschnitzstadiums vorkommen, vermag ich nicht mit Sicherheit zu sagen. Möglicherweise gehören ihm Trümmerablagerungen bei Karthaus (1300—1350 m) und bei Forch (1400 m) an.

Endmoränen in der Ortler-Gruppe.

Typische blocküberstreute Endmoränenwälle queren das untere Ende der Thalweitung von Sulden bei St. Gertraud (1845 m); auf ihnen steht der untere Stockhof. Der sie durchschneidende mäandrierende Bach legt unter ihnen Flussgerölle bloss; oberhalb erstreckt sich ein typisches Zungenbecken, das Thalbecken von Sulden. An der linken Flanke stossen die Moränenwälle an eckigen Gebirgsschutt. Dieser gehört einer Halde an, die im Marlt-Thale zu baumbestandenen Endmoränen eines alten Marltgletschers hinaufführt. Letzterer reichte also bis 1900 m Höhe herab, als der Sulden-gletscher das ganze Thalbecken von Sulden füllte. Von seinen geschilderten Endmoränen ziehen sich an der linken Thalseite deutliche Ufermoränen im Kirchwalde aufwärts. Sie legen sich vor das End-der-Welt-Thal, wo sie mit Endmoränen eines alten

grösseren End-der-Welt-Gletschers zusammenstossen, und können bis in die Nähe der Ufermoränen des heutigen Suldengletschers verfolgt werden. Eine beraste Ufermoräne am Gratsee (2661 m) dürfte ihr letzter Ausläufer sein. Auch am rechten Gehänge des Suldenthales finden sich Spuren von Ufermoränen, so unterhalb des Suldenhotels, wo zahlreiche Blöcke von Ortlerkalk umherliegen. Deutlich tritt uns also ein Stadium entgegen, während dessen der Suldengletscher mindestens 2 km weiter reichte, als zur Zeit seines Hochstandes von 1821, da er die Gampenhöfe bedrohte; gleichzeitig waren die beiden Gletscher an der Nordostseite des Ortler so gross, dass sie mit ihm beinahe zusammenstiessen.

Einem ähnlichen Gletscherstande begegnen wir auch im Trafoier Thal. Auch hier treffen wir auf Moränen, sobald wir die Thalweitung von Trafoi erreichen. Sie sind typisch auf der rechten Seite entwickelt, wo sie sich vor das von der Hochleitenspitze kommende Thal legen und dessen Bach zur Seite schieben. Unter der Moräne findet sich hier eine lose Breccie von Ortlerkalk, gegen die sie sich jedoch nicht scharf absetzt. In der Breccie finden wir am linken Bachufer eine Bank von Geröllen des Trafoier Thales, zur Rechten aber kommen in ihr nicht selten gekritzte Geschiebe vor. Hier zieht sie sich am Thalgehänge aufwärts und bildet eine zum Hochleitenthal gehörige Halde, die allerdings weniger zusammenhängend ist als die entsprechende Halde unter dem Marltferner. Aber gleich derselben kann sie bis nahe zu Endmoränen verfolgt werden. Diese gehören zu einem alten, im Hochleitenskar vom Bärenkopf (2937 m) gekommenen, nunmehr gänzlich verschwundenen Gletscher, der bis zu 2300 m Höhe herabreichte. Die Spuren eines entsprechenden Gletschers finden sich auch im Tabaretta-Thal. Ganz wie bei Sulden sehen wir also auch bei Trafoi neben den Spuren eines weit größeren Thalglatschers auf der Nordwestseite des Ortlers solche erheblich angewachsener Gehänge-Gletscher.

Auch das obere Martellthal birgt Moränenwälle eines jungen Gletscher-Standes. Sie gehören zum Hauptthalglatscher und legen sich westlich von der Dresdener (Zufall-) Hütte quer vor das Madritschthal. Ihnen entsprechen auf der rechten Thalseite zwei deutliche Wälle auf dem Riegel, der östlich der Zufallhütte ins Thal hineinspringt. Wir suchen das zugehörige Gletscherende in etwa 1800 m Höhe in der Nähe der Zufall-Alm. Neben diesem grossen Thalglatscher lag im Madritscher Thale ein kleinerer Gletscher, dessen Ufer- und Endmoränen gleichfalls recht deutlich zu erkennen sind.

Schneegrenze des Daunstadiums im Ortler-Gebiete.

Diese kleinen alten Gletscher in den Seitenthälern geben uns eine sicherere Handhabe zur Bestimmung der zugehörigen Schneegrenze, als die alten Hauptthalglatscher; denn sie lassen das Höhenintervall, in dem sich die alte Gletscherentwicklung abspielte, klarer überblicken. Durchschnittlich in 2200—2300 m Höhe endend, reichen sie 500—600 m tiefer herab, als die entsprechenden heutigen Gletscher, falls solche vorhanden sind. Sie lehnen sich ferner wie der Madritschgletscher und der Hochleitenskar-gletscher an Gipfel, welche heute keine Gletscher mehr tragen, welche also damals über die Schneegrenze aufgeragt haben müssen. Das gilt nicht nur von den hohen Bergen in der Umrahmung des Madritschthales, sondern auch von weit niedrigeren Gipfeln in der Umrahmung des Hochleitenskares. In letzterem ergibt sich die zugehörige Schneegrenze in etwa 2600 m Höhe, im Madritschthale zu 2800—2900 m. Das ist beide Male 300 m unter der heutigen, die auf der Schattenseite in 2900 m, auf der Sonnen-

seite in 3100—3200 m Höhe verläuft. Wir haben es daher ebenso wie im Schnalserthale auch im Ortlergebiete mit dem Daunstadium zu tun.

Bereits Hammer hat hervorgehoben, dass innerhalb der Endmoränen dieses Daunstadium sich noch jüngere Endmoränen, so z. B. im Madritschthale, finden. Weiter ist bemerkenswert, dass sich die Endmoränen der Hauptthalgletscher unseres Daunstadiums im Sulden-, wie im Trafoierthale auf alte Gletscherschutthalden oder Flussgerölle auflagern. Das Daunstadium erscheint als ein Gletschervorstoss, dessen Umfang wir allerdings nicht zu bestimmen vermögen. Stratigraphisch lässt er sich nur einige hundert Meter weit verfolgen, was jedoch wahrscheinlich nicht dem ganzen Umfange des Vorstosses entspricht; doch fehlt auch jeder Anhaltspunkt, mit Sicherheit auf wesentlich mehr zu schliessen.

Auch die hier zuletzt in Betracht gezogenen Tatsachen aus dem Trafoiertale sind bereits Hammer bekannt gewesen, dessen Angaben über die Beziehungen der dortigen Moränen, die auch er dem Daunstadium zuweist, zu der Gehänge-Breccie des Hochleitenthales ich auf Grund meiner eigenen Beobachtung durchaus bestätigen kann. Wenn wir dabei in unserer Schlussfolgerung wesentlich von einander abweichen und Hammer die Breccie der interglacialen Riss-Würm-Eiszeit zuweist, so beruht es im wesentlichen darauf, daß sich Hammer in Anbetracht der seines Erachtens geringen Zeitdauer der Stadien scheute, die Ablagerung der Breccie in die Zeit zwischen dem Gschnitz- und Daun-Stadium zu verweisen, und dass er ihre engen Beziehungen zu den Moränen des Daunstadiums nicht erkannte.

Die drei Stadien im Etschthalgebiete.

Die beiden Gebirgsstöcke beiderseits des tiefen Vintschgauerthales bieten uns eine ausgezeichnete Entwicklung des Daunstadiums, dessen Spuren uns auch von den Gipfeln in der Nähe von Reschenscheideck bekannt sind. Wir sahen ferner, dass vor dem Daunstadium Thalgletscher aus unseren Gebirgsstöcken nachweislich bis an und in einem Falle wahrscheinlich bis ins Vintschgauer Thal hinabreichten, eine hier noch lagernde Zunge des Etschgletschers speisend, deren Existenz sich in Moränenablagerungen an den niederen Thalflanken verrät. Endlich fanden wir 50 km weiter abwärts im Weingelände der Gegend von Kaltern einen durch einen prächtigen Endmoränenwall angezeigten ersten längeren Halt des Etschgletschers bei seinem Rückzuge von den Endmoränen am Südufer des Gardasees. So erkennen wir, wie auch sonst in den Alpenthälern, drei grössere Gletscherhalte im Rückzuge der letzten Vergletscherung. Von ihnen können wir nur den jüngsten durch Festlegung der zugehörigen Schneegrenze mit einem bereits bekannten Gletscherstadium, nämlich mit dem Daunstadium, parallelisieren. Die anderen können wir lediglich auf dem Wege des Analogie-Schlusses den beiden weiteren Gletscherstadien gleichstellen, die wir schon kennen gelernt haben, nämlich den der Eppaner Moränen dem Bühl-Stadium und den der Vintschgauer Moränen dem Gschnitz-Stadium. Von diesen drei Stadien verrät sich das älteste wiederum als ein Vorstoss: die Eppaner Moränen lagern auf den zu ihnen gehörigen Schottern. Gleiches konnten wir eben auch für das Daunstadium zeigen. Wie es sich mit dem Gschnitzstadium im Etschthale verhält, ist durch die mächtige Entwicklung der Schuttkegel im Vintschgauer Thale unseren Blicken entzogen.

Moränen.

Die grosse Endmoräne von Eppan stellt nur einen Teil der Endmoränen des Bühlstadiums im Etschthale dar, nämlich die der Zunge, welche sich westlich vom Mitter-

berge an den Fuss der Mendel legte. Zweifellos hat sich eine andere Zunge östlich vom Mitterberge im Etschthale weiter abwärts erstreckt; doch sind alle Spuren derselben späterer Erosion gänzlich zum Opfer gefallen. Wir vermögen daher nicht zu entscheiden, ob zur Zeit des Bühl-Stadiums der Eisackgletscher den Etschgletscher bei Bozen erreicht hat. Dem Anscheine nach ist dies nicht der Fall gewesen; denn wir finden bei Bozen Überreste einer mächtigen Aufschüttung von Eisackschottern, vornehmlich aus Brixener Granit und Porphyr, aber auch aus Dolomit bestehend. Sie setzt sich nicht ins Etschthal hinein fort und kann durch die Annahme erklärt werden, dass hier zur Zeit ihrer Ablagerung eine Gletscherzunge vorhanden war, welche sich vor das Eisackthal legte. Auch thalaufrwärts lässt sie sich nicht weiter verfolgen. Sie beschränkt sich auf die Umgebung von St. Magdalena, wo sie das Material für den Schuttkegel von Rentsch liefert, auf das gegenüberliegende Karneid, sowie auf die Mündung des Passerthales bei St. Anton. Daraus könnte man schliessen, dass im Eisackthale oberhalb Bozen zur Zeit der Ablagerung unserer Schotter Eis lag. Allein in der engen Schlucht des Kuntersweges treffen wir nicht auf Endmoränen und erst hoch über derselben beginnen die zusammenhängenden Moränendecken, aus welchen die Erdpyramiden des Ritten herausgeschnitten sind. Lediglich an einer Stelle gewinnt es den Anschein, als ob eine Endmoräne das Thal quere, das ist beim Mortnerhofe (652 m, 1,5 km westlich Blumau).

Der hier entwickelten Mutmassung über das Verhältnis des Eisack- und Etschgletschers bei Bozen scheint zu widersprechen, daß E. v. Mojsisovics auf seiner Karte die Bozener Schotter als präglaciale Bildungen bezeichnet. Ich habe mich jedoch nicht vergewissern können, dass Moränen ihnen auflagern. Ferner steht unsere Auffassung in gewissem Widerspruch mit der von Blaas (1892), wonach der Eisackgletscher das Etschthal bei Bozen eher erreichte, als der Etschgletscher, so dass er das Etschthal versperrte und die Ablagerung der Mehlsande von St. Paul bedingte. Wir haben oben für die Entstehung derselben eine andere Erklärung zu geben vermocht, welche das Eingreifen des Eisackgletschers nicht nötig macht.

Becken von Brixen.

Zusammenhängenden Moränenablagerungen begegnen wir in geringen Höhen über dem Eisack erst im Brixener Becken. Sie umsäumen dasselbe ähnlich wie Endmoränen ein Zungenbecken. Sie schmiegen sich in die Winkel der Thalmündungen und bei Vahrn auf der Westseite des Beckens setzen sie sich gegen dasselbe in deutlichen Terrassen ab, so dass man hier durchaus den Eindruck erhält, als ob sie an den Flanken eines Gletschers abgelagert worden seien. Ähnlich ist ihr Auftreten westlich von Brixen, sowie an der östlichen Thalflanke, namentlich an der Mündung des Alfersbaches bei Albeins, wo sie in grosser Mächtigkeit durch Rutschungen erschlossen sind. Doch treten alle diese Moränenmassen nicht mit Schottern in Verknüpfung. Dagegen findet sich am Boden des Brixener Beckens bei Sarns unterhalb Brixen eine Schotterterrasse, dicht oberhalb welcher wir Moränen antreffen; aber es fehlt an Aufschlüssen, das gegenseitige Verhältnis klar zu legen. Weiter oberhalb gegen Brixen hin treffen wir am Fusse der linken Thalflanke mehrere kurze Thalrinnen, welche parallel zum Thalbecken verlaufen und am besten als die Betten von Lateralbächen einer Gletscherzunge gedeutet werden. So vereinigt sich eine Reihe von Momenten, um wahrscheinlich zu machen, dass im Brixener Becken eine Gletscherzunge längere Zeit stationär lag; wir sind geneigt, dieselbe als die des Bühl-Stadiums anzusprechen.

Unter den Moränen des Brixener Beckens können wir einen alten verschütteten Rienzlauf verfolgen. Er zweigt sich östlich von Schabs vom heutigen ab und zieht sich

in südwestlicher Richtung zum Eisack, wo er durch die grosse Prallstelle oberhalb des Hinterrigger deutlich aufgeschlossen wird. Hier treten mächtige, unregelmässig geschichtete Schotter im Konnex mit Mehlsanden und Tonen auf, deren Pusterthaler Ursprung durch zahlreiche Dolomitgerölle unzweifelhaft gemacht wird. Hier und da sind sie auch zu loser Nagelfluh verkittet. Einer ähnlichen unregelmässig geschichteten Ablagerung begegnen wir gegenüber Neustift, wo sie unterhalb einer kurzen epigenetischen Laufstrecke des Eisack aufgeschlossen ist. Dagegen lagern die Schotter am Ostende des verschütteten Laufes in der Gegend von Schabs durchweg horizontal. Über dem Komplex dieser sichtlich gestauchten Pusterthalschotter und Tone, welcher selten auch gekritzte Geschiebe enthält, findet sich an der Prallstelle oberhalb des Hinterrigger grobes Granitgerölle, bestehend aus gut gerollten Granitblöcken von durchschnittlich Fussgrösse, manchmal sogar 1 m Durchmesser. Dieses grobe, gerade noch erkennbar horizontal geschichtete Blockwerk erhebt sich hier bei einer Mächtigkeit von 20—25 m bis 760 m Höhe und zieht sich dann thalabwärts ununterbrochen bis auf 650 m Höhe herab. Gleiches Gerölle bildet am rechten Eisackufer eine deutlich ausgesprochene Terrasse, auf welcher das Pulvermagazin (719 m) liegt, und welche vom rechten Thalgehänge durch eine schmale Niederung getrennt wird, der die Eisenbahn von Franzensfeste nach Vahrn folgt. Unsere Terrasse reicht in Gestalt eines schmalen Ausläufers bis gegenüber Neustift und hier liegt südlich von ihr ein zweites, wesentlich tieferes Terrassenstück von gleicher Zusammensetzung. Man kann dies grobe Granitblockwerk weder als den Überrest einer einheitlichen Thalzuschüttung ansehen, noch zurückführen auf Akkumulation, unterbrochen durch Zeiten der Thalvertiefung, wozu das Auftreten der beiden Terrassen gegenüber Neustift vielleicht verleiten könnte, wogegen aber der Zusammenhang der hoch und tiefgelegenen Ablagerungen am linken Eisackufer spricht. Wir können jedoch alle Lagerungsverhältnisse, ebenso wie das beschränkte Auftreten des Granitgerölles erklären, wenn wir annehmen, dass seine Ablagerung während des Rückzuges der Vergletscherung erfolgte und begann, als dort, wo sich heute die Terrasse am rechten Eisackufer erstreckt, noch ein Eisrest lag, links von welchem die hochgelegenen Schotter abgelagert wurden. Als dann der Eisrest grösstenteils geschmolzen war, wurde die tiefer gelegene Terrasse des Pulvermagazins aufgeschüttet. Ein kleiner Eisstreifen, der sich westlich davon erhalten hatte, schützte die Thalung, in welcher heute die Brennerbahn entlang führt, vor Aufschüttung. Die Aufschüttung des Granitgerölles geschah wahrscheinlich infolge der Ausbrüche kleiner glacialer Stauseen beiderseits der Eisack-Enge. Hier sehen wir beispielsweise südlich von Franzensfeste in einem Winkel des rechten Thalgehänges eine Ablagerung grober Granitblöcke. Nach diesem Erklärungsversuche wurde das Becken von Brixen später vom Eisackgletscher verlassen als vom Rienzgletscher; dass umgekehrt aber auch der erstere eher gekommen, schliessen wir aus der Verdrängung des Rienzlaufes aus der Richtung Schabs-Neustift auf die Ostseite des Schabser Plateaus.

Für die von Blaas (Führer Seite 560) ausgesprochene Ansicht, dass die Dolomitengletscher das Becken von Brixen abgesperrt hätten, bevor dieses von den Gletschern der Zentralalpen erreicht wurde, haben wir keine Beweise gefunden. Im ganzen Eisackgebiete hält sich der Einfluss der Dolomitengletscher hart an die linke Gletscherflanke und macht sich nirgends bis hinab in das Eisackthal geltend.

Die Moränenablagerungen der Gegend von Vahrn hat Günther 1903 eingehend beschrieben und namentlich die Trennung zwischen hangendem Granitgeröll und den liegenden Gebilden klar hervorgehoben. Seine Angabe, dass sich zwischen beiden eine Verwitterungsschicht vorfände, können

wir jedoch nicht bestätigen. Wir sahen an der von ihm angegebenen Stelle lediglich den liegenden Schotter unter dem hangenden Gerölle feucht. Auch können wir Günther nicht beipflichten, wenn er das Granitgerölle als Niederterrassenschotter anspricht. Es ist viel jünger als der typische Niederterrassenschotter, dersich an die Jung-Endmoränenwälle legt. Die Angabe Günthers, dass unsere Granitgerölle Drumlinform aufweisen, ist sichtlich unter dem Eindrucke des südlichsten schmalen Ausläufers der Terrasse vom Pulvermagazin entstanden. Was endlich das Auftreten von geologischen Orgeln in den liegenden Ablagerungen anbelangt, so handelt es sich nach der von Günther gegebenen klaren Beschreibung und Deutung um Erosionsrinnen, welche den alten Rienzschotter in Pfeiler auflösen. Den Namen der geologischen Orgeln vermögen wir derartigen Gebilden der mechanischen Abtragung nicht zuzulegen.

Moränen am Sterzinger Moos.

Die Eisackenge oberhalb Franzensfeste ist so gut wie frei von mächtigeren Moränenablagerungen. Dagegen wird die weiter oberhalb gelegene breite, früher versumpfte Thalfläche des Sterzinger Mooses an ihrem unteren Ende in der Gegend von Stilfes von kuppigem Schuttland eingenommen, das bereits 1867 E. Suess als Endmoränen gedeutet hat. Diese Ansicht ist sodann von Damian 1894 näher begründet worden, auch Blaas (Führer S. 538) pflichtet ihr bei. In der Tat erinnern die Oberflächenformen an eine Moränenlandschaft, aber die Zusammensetzung des Materials ist eine auffällig einförmige. Ich war daher 1903 geneigt, an eine Bergsturzablagerung zu denken; doch sieht man keine Nische am Gehänge, von der sie herrühren könnte. Der Eisack windet sich mäandrisch zwischen den Schuttkegeln hindurch; an seinen Steilufeln sieht man hier und da sehr grobes Geröll austreichen, dessen Korn, wie Damian hervorhebt, recht wohl mit glacialer Entstehung vereinbar ist, in dem sich jedoch nichts Gekritztes fand. An dies kuppige Gelände, welches eine deutliche Thalstufe bildet, stossen thalabwärts die grossen Schuttkegel von Mauls und Niederried; ihm gegenüber liegt am linken Gehänge der grosse Schuttkegel von Trens. Dieser bricht thalaufwärts jäh ab, als wäre er abgeschnitten oder als wäre er zur Zeit seiner Ablagerung hier am Wachstum gehindert gewesen. Eine Zunge ebenen Thalbodens drängt sich ein Stück weit, wie der Ausläufer eines Zungenbeckens, zwischen Schuttkegel und Trümmerhaufen; dann stossen beide aneinander und nun setzen die Mäander des Eisack ein. Alle diese Züge lassen sich durch die Annahme erklären, dass zur Zeit der Ablagerung der Trümmerhaufen und der Schuttkegel das Sterzinger Moos durch einen Gletscher eingenommen war, welcher die auf ihn herabgefallenen Bergsturztrümmer verschleppte und die Schuttkegelbildung innerhalb seines Bereiches hinderte. Ein solcher Gletscher entspricht nach Ausdehnung (27 km) und Meereshöhe seines Endes (960 m) den Gletschern des Gschnitzstadiums auf der anderen Seite des Brenner. Gespeist wurde er in erster Linie aus dem Ridnaun- und dem Pfischer Thale, in die sich Ausläufer der Sterzinger Thalweitung hineinerstrecken, während der oberste aus dem Pflerschthale kommende Gletscher gerade nur bis an den Zusammenfluss der beiden mächtigeren gereicht haben dürfte; wenigstens fand ich (1887) seine Endmoränen bei Gossensass, und zwischen hier und Sterzing liegen z. T. recht unregelmässig geschichtete Schotter. In ähnlicher Weise scheint der Gletscher des Ratschingesthales gerade bis an den Ridnaungletscher gelangt zu sein. Das unterste Thalstück von Ratschinges zeigt wie das Pflerschthal bei Gossensass eine zungenbeckenähnliche Weitung, die von Moränen umspannt wird; aus ihr stürzt der Thalbach in die Gilfenklamm, um den Gaillbach des Ridnauner Thales zu erreichen.

Braunhof-Nagelfluh.

An der linken Flanke des Sterzinger Beckens hat Fritz Frech 1903 eine Ablagerung kennen gelehrt, die ihn an die Höttinger Breccie erinnerte, und die er gleich dieser als einen versteinerten Gehängeschutt deutete. Sie findet sich auf einem Sporne, der vom Saun (2086 m) gegen Sterzing vorspringt und am Braunhofe (1352 m) von einer kleinen Furche gequert wird. Hier erschliesst der bergwärts führende Karrenweg eine alt aussehende Nagelfluh, welche zum Teil aus mehr oder weniger ausgelaugten Kalkgeröllen, aber auch aus Schiefergeröllen und solchen aus Zentralgneis besteht. Der herrschende Bestandteil ist weisser Quarz, daneben sind Schieferfragmente vom benachbarten Berghange recht häufig. Mit der Nagelfluh, welche dicht am Braunhofe nordöstlich fällt, wechseln hier Sandsteinlagen; weiter aufwärts werden Schieferfragmente in ihr häufiger und häufiger. Sie lässt sich in einzelnen Bruchstücken am Abfalle des Saun bis 1530 m hinauf verfolgen, und hier ist sie überstreut mit grossen erratischen Blöcken. Wir zweifeln daher nicht, dass sie in das Liegende der Moränen der Gegend gehört; doch ist uns nicht möglich, ihre Stellung in der Chronologie des Eiszeitalters näher zu präzisieren. Sie ist ein alter Eisackschotter, welcher sich in einem alten verlassenen Thalstück 400—600 m über der heutigen Thalsole erhalten hat.

Ich kann Frech nicht beipflichten, wenn er die Braunhof-Nagelfluh für ähnlich mit der Höttinger Breccie ansieht, worauf er in Hettners Geographischer Zeitschrift 1905 (Seite 78) eingehend zurückgekommen ist. Für die Höttinger Breccie sind eckige Gesteinstücke, für unsere Nagelfluh Rollsteine charakteristisch. Die Höttinger Breccie ist in groben Bänken, unsere Nagelfluh in feineren Lagen geschichtet; sie macht ebenso zweifellos den Eindruck eines alten Flussgerölles, wie die Höttinger Breccie den von verfestigtem Gehängeschutt. Auch trifft nicht zu, dass unsere Nagelfluh zu $\frac{2}{3}$ aus Trias-Dolomit besteht: dieser macht höchstens $\frac{1}{3}$ der Rollsteine aus. Damit werden die Schlussfolgerungen hinfällig, welche Frech aus der Zusammensetzung unserer Nagelfluh auf die seit ihrer Ablagerung erfolgte Abtragung des Gebirges zog. Die Verbreitung der Nagelfluh stellte er auf seiner geologischen Karte des Brennergebietes 1905 erheblich zu gross dar.

Mehr Ähnlichkeit mit der Höttinger Breccie als die Braunhofer Nagelfluh besitzt eine grobe Kalkbreccie, die wir am Maulser Thale dicht oberhalb Mauks antreffen. Sie reicht nirgends hoch über den Bach empor und erscheint als eine blosse Zuschüttung unseres Thales. Ihre Beziehungen zu den Moränen vor der Thalmündung, denen der Schuttkegel von Mauks aufgesetzt ist, habe ich nicht ermitteln können. Dieser Schuttkegel besitzt in seiner obersten Partie eine eigentümliche Wallform, gleichsam als wäre er neben einem Gletscher abgelagert worden.

Bergstürze im oberen Eisackgebiete.

Viel ansehnlicher als die Schutthaufen der Gegend von Stilfes sind einige grossartige Bergsturzablagerungen des oberen Eisackgebietes. Sie machen sich hier jedoch landschaftlich weniger als solche geltend, als die des unteren Etschthales; denn das abgebrochene Schiefergestein ist weniger unfruchtbar, als das Trümmerwerk des Kalkes. Wiesen und Wald decken den gewaltigen Schuttdamm, welcher sich oberhalb Mareit als eine Stufe von 400 m Höhe quer über das Ridnaunthal legt, und hindern einen Einblick in seine Zusammensetzung; die kuppige Oberflächenform erinnert an Moränen und als solche hat Frech 1903 die Ablagerung dargestellt. Aber der tiefe Einschnitt des Ridnauner Baches legt an zahlreichen Stellen ihre schüttige Beschaffenheit bloss, welche sehr von der der benachbarten Moränen von Telfes abweicht. Deutlich ist am Abfalle der Telfer Weissen, wie bereits 1894 von Damian und 1903 von mir im Führer bemerkt, die Abrissnische des grossen Bergsturzes zu erkennen, welcher das obere Ridnaunthal zu einem See aufgestaut hat. Davon zeugen die Uferterrassen da-

selbst, welche Frech 1903 (S. 17) abgebildet hat. Wie bereits durch Klippstein seit 1843 bekannt und 1882 durch Löwl näher begründet, ist ferner die mächtige Schuttablagerung „In der Wöhr“ im Pfitscher Thale ein alter Bergsturz, der weiter oberhalb einen grossen See im Pfitscher Thale staute. Damian hat dessen Uferlinien 1894 beschrieben; meine Beobachtungen aus dem Jahre 1884 stehen mit den seinen in vollem Einklang und schliessen aus, dass (wie Frech 1903 angibt) ein Moränenwall vorliegt. Ein dritter Bergsturzwall quert das Ratschinges Thal oberhalb des Innerratschinges.

Hängeglätscher der Brennergegend. Frechs Tribulaunstadium.

Ich habe bereits 1887 erwähnt, dass neben dem bei Gossensass endenden Pflerschglätscher kleinere Hängeglätscher gelagert gewesen seien, so zwischen dem Geierskragen (= Santig Sp. 2313 m der reambulierten Specialkarte) und dem Hohen Lorenzenberg (2316 m). Dieser kleine Hängeglätscher setzt eine Schneegrenze von etwa 2100 bis 2200 m, 700 m unter der heutigen voraus; er gehört daher dem Gschnitzstadium an, ebenso wie ein kleiner Glätscher, der von der Jaufenspitze in das oberste Jaufenthal hineinragte und hier in 1800 m Höhe seine Endmoränenwälle hinterliess. Anders eine Reihe von kleinen Glätschern des Kammes zwischen Pflersch- und Ridnaunthal. Ihre Spuren sind 1903 durch F. Frech bekannt geworden. Er erwähnt von der Nordseite dieses Kammes eine Wallmoräne der Allrissalpe (2020 m) und von der Südseite die schöne Stirn- oder Pfurnmoräne, welche den Pfurnsee (2450 m) halb umspannt. Während er aber kein Bedenken hegte, die erstere auf einen Glätscher des Daun-Stadiums zurückzuführen, glaubte er, dass durch die letztere ein jüngstes Rückzugsstadium markiert sei, das er Tribulaunstadium nannte. Die Annahme eines solchen ist nicht hinreichend begründet; denn der Pfurnglätscher setzt dieselbe Depression der Schneegrenze voraus, wie der Allrissglätscher, nämlich die normale des Daunstadium von etwas über 300 m. Allerdings verlangt ersterer eine höhere Lage der Schneegrenze als letzterer, nämlich 2650 m gegenüber 2400 m. Allein wir haben es bei diesem mit Nordexposition, bei jenem mit Südexposition zu tun, und diese beiden Expositionen sind auch heute in den Stubaier Alpen mit einem Höhenunterschiede der Schneegrenze von 200 m verbunden. Es sei nur daran erinnert, dass das Eis der Südseite der Schaufelspitze und des Daunkogels nur bis rund 2800 m herabreicht, während es auf der Nordseite im Fernauferner bis 2400 m, im Grossen Sulzthalerferner bis 2300 m herabsteigt. Bei diesen Glätschern mit Nordexposition bestimmte Richter ¹⁾ die Schneegrenze zu fast 2800 m; bei denen mit Südexposition kann sie nicht tiefer als in 3000 m Höhe angesetzt werden. Ebenso wie heute die südlich exponierten Glätscher der Stubaier Alpen im Niveau der Schneegrenze ihrer nördlich exponierten Nachbarn enden, war das beim alten Pfurn- und Allrissglätscher der Fall. Wir dürfen nicht mit Frech aus der Verschiedenheit der Höhe ihrer Schneegrenzen auf verschieden alte Stadien schliessen, sondern nur folgern, dass zur Zeit des Daunstadiums die Lage der Schneegrenze ganz ebenso von den Expositionsverhältnissen beeinflusst war, wie heute.

Das Verzeichnis der Moränen des Daun- und des Tribulaunstadiums, welches Frech 1903 mitteilt, lässt für alle von ihm durch fetten Druck hervorgehobenen Beispiele des Tribulaunstadiums im Eisackgebiete erkennen, dass es sich stets um alte Glätscher mit Südexposition handelt, deren Endmoränen in 2000—2500 m liegen, vor allem der Sandesglätscher am Tribulaun, der ihm als

1) Die Glätscher der Ostalpen 1888. S. 193.

Typus dient. Gewiss hat Frech recht, dass man diesen Gletschern nicht eine Schneegrenzhöhe von 2500 m zuschreiben darf. Aber daraus folgt noch nicht, dass sie nicht dem Daunstadium angehören. Die Schneegrenze dieses Stadiums lag in den einzelnen Teilen der Ostalpen verschieden hoch, worauf wir S. 375 hinwiesen. Letztere Ausführungen sind Frech entgangen, sonst würde er nicht von einem Stadium der inneralpinen Thal- gletscher statt vom Gschnitzstadium sprechen. Wir haben an der erwähnten Stelle gezeigt, dass ein derartiges bald zu unserm β -, bald zum γ - oder δ -Stadium gehören kann. Dass Frechs Tribulaunstadium an den typischen Lokalitäten des Pflersch- und Ridnaunthales mit unserm Daunstadium zusammenfällt, hat bereits 1904 Brückner gelegentlich einer Diskussion ausgesprochen, die zwischen ihm und Frech hierüber stattgefunden hat (Geogr. Zeitschr. 1905, S. 77, 292, 523). Hierbei hat Frech keine Momente gefördert, welche das angenommene Tribulaunstadium schärfer begründen würden.

Pusterthal-Stausee von Wielenbach.

Höchst eigentümlich verhalten sich die Glacialablagerungen im Rienzthale. Zunächst treten sie bis zur Mündung des Ahrnthales bei Bruneck an den unteren Thalpartien durchaus zurück, um dann weiter oberhalb eine geradezu auffällige Rolle zu spielen. Östlich Bruneck bilden sie einen deutlich abgestuften Abfall an der Ostseite der Beckenmündung des Ahrnthales. Über diesen Abfall gelangen wir zu einer Terrasse empor, auf welcher die Staatsstrasse nach Olang führt, während die Eisenbahn am Flusse allmählich emporsteigt. Sie durchmisst längs desselben dicht oberhalb Bruneck zunächst eine felsige Enge, offenbar eine epigenetische Thalstrecke, südlich vom verschütteten Thale gelegen, das unweit Dietenheim zu suchen ist. Dann führt sie bei Percha und gegenüber Wielenbach an steilen Wänden der Aufschüttung entlang, die gegenwärtig grösstenteils künstlich eingeböscht sind. 1889 sah ich sie noch infolge des furchtbaren Hochwassers von 1883 entblösst, welches die Thalzusüttung seitlich unterschritten und die Eisenbahn auf weite Strecken gänzlich fortgespült hatte. Damals zeigte sich an der Ausweichstelle Percha ein Komplex von Schlammoränen mit gekritzten Geschieben, von Schottern, Mehlsanden und Bändertonen, welcher ostwärts unter einen Komplex gestauchter Bändertone einfiel. Heute noch sieht man wenig weiter oberhalb an den Mündungen des Wielen- und Litschbaches mächtige horizontal geschichtete Schotter mit einer Einlagerung von Schlamm-Moränen. Darüber folgen Mehlsande und geschichtete Tone, die ich am Litschbache aufwärts bis 200 m über Thal verfolgen konnte, wo sie noch in 1140 m Höhe östlich Wielenberg unfern des Radthaler erschlossen sind. Wir haben es also hier nicht, wie sonst so häufig, mit Moränen im Hangenden von Schottern zu tun, sondern tonige Ablagerungen breiten sich als oberstes Glied der Schichtfolge im Thale bis zu ansehnlicher Höhe aus. Sie können nur als Absätze eines glacialen Stausees gedeutet werden, welcher sich im Pusterthale längere Zeit oberhalb der Mündung des Ahrnthales erstreckte und abgedämmt durch die in das Pusterthal hineinreichende Zunge des Ahrnthaler Gletschers gewesen sein muss.

Gschnitzstadium bei Bruneck.

Das Ende dieses alten Gletschers muss sich dicht an den Fuss des Kronplatz südlich von Bruneck gelegt haben. In der That sehen wir hier mächtige Moränenablagerungen, die allerdings von den Bächen des Berges stark zerschnitten worden sind. Sie bilden eine bis 1200 m Höhe ansteigende Vorstufe des Berges. Weiter finden wir mächtige Moränenablagerungen westlich Bruneck auf der rechten Flanke der Beckenmündung. Hier ist der Stegener Berg überstreut mit einzelnen, zum Teil kühn ge-

stellten erratischen Granitblöcken. Aber sonst gelingt es uns nicht, den Zusammenhang der einzelnen Moränenwälle klar zu erkennen; doch verraten uns erratische Blöcke, worauf Blaas ¹⁾ aufmerksam machte, sowie zahlreiche Einzelformen, dass sich tatsächlich bei Bruneck längere Zeit eine Zunge des Ahrnthaler Gletschers gehalten hat. Wir haben es hier mit ganzen Systemen von Umlaufinnen zu tun. Von dem aus Süden kommenden Gaderthale zweigt sich bei Monthal eine tiefe Rinne ab, die nach Ehrenburg zur Rienz herüberläuft und nur 916 m grösste Höhe hat. Weiter zieht sich südlich von Bruneck von der Terrassenfläche, die wir auf der Strasse nach Olang erstiegen haben, ein breites Thal über Reischach gegen Moos; unterwegs treffen wir dann und wann, wie bereits Blaas berichtet, Schotterablagerungen, die wir nur verstehen können unter der Annahme, dass einst Pusterthaler Wasser in unserer Furche geflossen ist; solches musste aber erfolgen, wenn in der Beckenmündung von Bruneck eine Gletscherzunge lag. Dass dieselbe in unsere postglacialen Stadien gehört, geht unzweifelhaft daraus hervor, dass die Staubildungen bei Wielenbach nicht von Moränen bedeckt werden. Für ihre Einordnung in die glaciale Chronologie steht uns aber nicht die Möglichkeit offen, die zugehörige Depression der Schneegrenze zu bestimmen. Wir können nur sagen, dass unser alter Ahrnthaler Gletscher erheblich oberhalb des mutmasslichen Endes des Eisackgletschers während des Bühl-Stadiums gelegen ist und tief unter der Höhe, in welcher wir die zentralalpinen Endmoränen des Daunstadiums anzutreffen pflegen. Wir weisen ihn daher dem Gschnitz-Stadium zu, und in der That entfernt er sich genau ebensoweit vom Kamme der Zentralalpen, wie der Eisackgletscher des Gschnitzstadiums, dessen Spuren wir am Sterzinger Moose kennen gelernt haben.

Gschnitzstadium des Antholzer Gletschers.

Der Stausee von Wielenbach scheint sich auf das Gebiet zwischen den Beckenmündungen des Ahrnthales und des Antholzerthales beschränkt zu haben; denn die charakteristischen Tone kommen lediglich hier vor. In der Beckenmündung des Antholzerthales setzt unsere Ausfüllung des Pusterthales aus; wir mutmassen, dass hier sich die Zunge eines Antholzer Gletschers erstreckte. Weiter oberhalb stellen sich dann längs der Rienz abermals Schotter ein, die mit Mehlsanden wechsellagern und dann und wann gekritzte Geschiebe führen. Hangende Moränen haben wir jedoch auch hier nicht angetroffen; wir meinen daher, dass unsere Schotter an der Seite der Antholzer Gletscherzunge, aufgeschüttet wurden, die wir gleichfalls ins Gschnitzstadium verweisen.

Schotter und Nagelfluh bei Welsberg.

Bei Welsberg erlangen die Pusterthaler Schotter grosse Mächtigkeit und erheben sich hier an der linken Thalseite in ähnlichen Terrassen-Absätzen, wie wir sie (S. 344) im Wippthale bei Steinach kennen gelernt haben. Beim Bade Welsberg fanden wir sie mit Bänder-tonen wechsellagernd 120 m über Thal; neben dem Tunnel unterhalb Welsberg erfüllen sie ein Stück eines alten Rienzthales gänzlich. Ähnliche Schotter sehen wir auch auf der rechten Thalseite am Gsieserbache bis oberhalb Taisten, wo sie in 1150 bis 1200 m Höhe ziemlich ausgedehnt sind. Der Gsieserbach hat beim Wiedereinschneiden in diese Schotter dicht oberhalb Welsberg sein altes Thal nicht wiedergefunden und

1) Beiträge zur Geologie von Tirol. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1892. S. 350.

zwischen den Ruinen Thurn und Welsberg einen epigenetischen Lauf eingeschnitten. Dabei ist er auf eine schräg geschichtete Kalknagelfluh gestossen, welche sich durch ihr Material, vornehmlich Kalk- und Dolomitgerölle, wesentlich von den sonst um Welsberg entwickelten Schottern unterscheidet, in denen Schiefer und Gneis vorwalten. Unter dem Schlosse Welsberg bildet diese Nagelfluh eine einheitliche Ablagerung von 30—40 m Mächtigkeit, die als Werkstein ausgebeutet worden ist. Auf der anderen Thalseite schalten sich in sie feine staubige Mehlsande. Hier lagert sie auf Phyllit und wenig weiter oberhalb auf einer staubigen Grundmoräne, die einzelne deutlich geschrammte Geschiebe führt. Wir haben es mit einem kleinen Delta zu tun, das vom Pusterthale aus in das Bereich der heutigen Mündung des Gsieserthales geschüttet worden ist. Dies geschah vor Ablagerung der Welsberger Schotter und nach einer Vergletscherung der Gegend. Bringen wir nun den Welsberger Schotter mit dem Gschnitz-Stadium des Antholzer Gletschers in Beziehung, so ist die Welsberg-Nagelfluh entweder auf eine ältere Interstadial- oder auf eine Interglacialzeit zurückzuführen. Weitere Anhaltspunkte zur näheren Altersbestimmung fehlen. Namentlich gelang es mir nicht, in dem feinen Mehlsand organische Reste aufzufinden; doch möchte ich aus der Thatsache, dass sich die Nagelfluh sehr wenig scharf von dem Hangendschotter abhebt, schliessen, dass beide einer kontinuierlichen Ablagerung entsprechen, weswegen ich geneigt bin, unser Delta am ehesten der Bühl-Gschnitz-Interstadialzeit zuzuweisen.

Vorstoss des Gschnitz-Stadiums.

Dass wir eine Interstadialzeit zwischen dem Bühl- und Gschnitz-Stadium anzunehmen haben, erhellt aus den Schottern im oberen Pusterthale. Würde das Gschnitz-Stadium bloss einen Halt im Rückzuge der Würm-Vergletscherung darstellen, so müsste der grosse Ahrnthalgletscher bei Taufers lediglich eine Station des allgemeinen Eisrückzuges bezeichnen und der von ihm im Pusterthale aufgedämmte Stausee müsste unmittelbar nach dem Rückzuge des Pusterthaler Eises sich gebildet haben. Aber wir sehen unter den Tonen des Stausees nicht Moränen, sondern horizontalgeschichtete, fluviatile Schotter. Sie lehren uns, dass zwischen Gletscherrückzug und Entstehung des Stausees das Pusterthal von fließendem Wasser durchströmt wurde, dass es also nicht verriegelt gewesen sein kann. Hiernach muss sich das Eis in das Ahrnthal hinein zurückgezogen haben, bevor es sich im Pusterthale um Bruneck wiederum breit machte. Wie weit es sich zurückgezogen, können wir nicht feststellen. Der nachgewiesene Rückzug beläuft sich nur auf 6 km.

Das Toblacher Feld.

Die Wasserscheide zwischen Rienz und Drau in der Längsthalfurche des Pusterthales erhebt sich im Toblacher Feld (1209 m) nur 70 m über das Niveau, bis zu welchem wir die Ablagerungen des alten Pusterthaler Stausees bei Wielenbach verfolgt haben. Letzteres Niveau bezeichnet nicht dessen höchste Höhe. Andererseits dankt die Wasserscheide im Toblacher Felde ihre jetzige Höhe im wesentlichen postglacialen Aufschüttungen. Nicht undenkbar ist daher, dass der vorschreitende Ahrnthalgletscher die Pusterthaler Wasser so hoch staute, dass sie zur Drau hinüberflossen. Bestimmte Anhaltspunkte dafür sind uns jedoch nicht bekannt geworden; sicher ist nur, dass auf dem Toblacher Felde jugendliche Verschiebungen der Wasserscheide stattgefunden haben. Der Sextenbach fließt nach Innichen in nordwestlicher Richtung, als wollte er der

Rienz zuströmen. Dann biegt er plötzlich in spitzem Winkel um und fliesst, in die weit kleinere Drau ergossen, in dieser nach Osten. Die Ursache des Umbiegens ist klar: sie ist bedingt durch den Schuttkegel, welchen die Rienz bei ihrem Austritte aus dem Höhlensteiner Thale als Toblacher Feld aufgeschüttet hat, und auf welchen der Sylvesterbach von Norden her einen zweiten Schuttkegel geworfen hat. Denken wir beide Aufschüttungen weg, so könnte der Sextenbach voraussichtlich nach Westen abfließen, ist doch die Höhe des Toblacher Feldes nur 34 m über Innichen. Indem sie ihren Schuttkegel am Toblacher Felde aufschüttete, muss aber die Rienz zeitweilig nach Osten der Drau zugeflossen sein; denn deren Quellen liegen gerade am Fusse ihres Schuttkegels, auf dessen Obstabdachung wir Rienzgeröll ins Draugebiet hinein verfolgten. Beim Hin- und Herpendeln auf ihrem Schuttkegel mag die Rienz einmal nach Westen gekommen sein. Ihr Lauf dahin ist dann festgelegt worden, als sie in ihren Schuttkegel wieder einzuschneiden begann. Heute fliesst sie bereits 20 m tief unter demselben. Das weist uns auf eine Tieferlegung der Erosionsbasis im Westen. Sollte dies mit dem Schwinden der stauenden Seitengletscher im Pusterthale zu tun haben?

Das Sarcathal. Becken von Stenico.

Das weite Becken von Stenico oberhalb der Sarca-Enge von Alle Sarche ist mit Moränen überkleidet, welche sich deckenförmig über das Land breiten und gelegentlich, z. B. an der Duina in der Gemeinde Bleggio Superiore, grosse Mächtigkeit erlangen. Hier auch setzen sie sich wallförmig gegen den Fuss der westwärts gelegenen Berge ab, bei Fiave bilden sie sogar eine kleine Endmoräne, vor welcher sich ein Torflager erstreckt. Abgesehen von diesen Stellen haben wir im Becken von Stenico keine Anzeichen dafür gefunden, dass hier längere Zeit ein Gletscherende gewelt habe. Die Sarca schneidet auf der ganzen Strecke ihres Laufes durch die Moränen hindurch bis auf das Grundgestein herab. Die Thaltiefe ist hier ausgesprochen postglacial. Unter den Moränen des Beckens von Stenico treffen wir ein ausgedehntes Vorkommnis alter Nagelfluh, auf das mich Herr Professor Damian in Trient aufmerksam machte. Es bildet die Hochfläche von S. Lorenzo gerade gegenüber der Sarca-Enge von Alle Sarche. Hier sieht man südlich Prato an 100 m hohe Nagelfluhwände mit horizontalen Schichten in 600—700 m Höhe. In gleicher Höhe liegen weiter südlich die Vorkommnisse zwischen Tavolo und Villa di Banale, sowie bei Premione. Die Rollsteine bestehen aus kleinstückigen Kalken; dazu gesellen sich grosse, oft morsch gewordene Blöcke von Tonalit, Porphyr, krystallinischen Schiefen, Glimmerschiefer und Gneiss. Danach möchte man den Ursprung der Nagelfluh eher im Nocegebiete als im Sarcathale suchen; doch muss dies nicht unbedingt auf eine Zeit schliessen lassen, in welcher die Noce durch das Thal des Molvenosees zur Sarca floss, sondern man kann die fremden Gesteine auch als Erratika deuten, die ein Ast des Nocegletschers ins Becken von Stenico brachte. Jedenfalls muss dies lange vor der letzten Vergletscherung geschehen sein. Die Oberfläche unserer Nagelfluh hat Rundhöckerformen; in Premione wird sie von Moränen schräge abgeschnitten, denen eine Kalkbreccie angelagert ist.

Neben dieser alten Nagelfluh von S. Lorenzo treffen wir im Becken von Stenico südöstlich von Stenico in etwas weniger als 500 m Höhe noch eine jüngere, welche den Moränen auflagert. Sie ist längs der Sarca schräge geschichtet. Sie scheint die etwa

10 m mächtige Ausfüllung eines kleinen postglacialen Sees längs der Sarca darzustellen. Mit dieser älteren Seeausfüllung dürften ferner Schotter in Verbindung zu bringen sein, welche südlich Alle Arche eine Terrasse längs der Duina bilden.

Die Sarca-Enge von Alle Sarche ist, wie schon S. 901 erwähnt, keineswegs in ihrer ganzen Tiefe ein postglacialer Einschnitt. Steigen wir von Alle Sarche empor, so erreichen wir bereits unweit Remitorio in 440—470 m Höhe Moränen, also rund 200 m über Thal. Auf Moränen steht ferner das Dorf Ranzo (743 m), welche sich bis zur Via S. Villi erstrecken und bei Ranzo einen ehemaligen gegen Toblino hinggerichteten Sarcalauf erfüllen.

Becken von Tione.

Mächtige Moränenablagerungen treffen wir im Becken von Tione. Ihr Auftreten ist ein wesentlich anderes als bei Stenico. Sie reichen hier bis zur Sarca herab und umsäumen den Fuss der Wandungen eines übertieften Beckens. In ansehnlicher Mächtigkeit ziehen sie sich von Tione über Bolbeno nach Zuclò und drängen sich hier in die Schlucht des T. Ridever. Über ihnen lagern stattliche, gegen die Sarca hin abgestutzte Schuttkegel. Ebensolche Schuttkegel finden sich weiter abwärts an der linken Thalseite, wo sie bei Coltura schräge geschichtetes Material aufweisen: Ja selbst unten in der Sarca-Enge der Scaletta, welche uns nach Stenico führt, treffen wir, wie wir schon S. 901 erwähnten, Moränen. Oberhalb der oberen Brücke ist hier ein Stück Sarcathal dicht neben der heutigen Schlucht mit Schlamm-Moränen verschüttet. Mutmasslich lag längere Zeit im Becken von Tione eine bis etwa 500 m Höhe herabreichende Gletscherzunge. Sie staute auch den aus dem Breguzzothale nach Tione fliessenden Arno im Längsthal von Judicarien zwischen Breguzzo und Tione auf, wo wir zwei kleine Deltas in 770 und 690 m Höhe fanden. Wir weisen sie dem Bühlstadium zu.

Rendena- und Genova-Thal.

Das Rendenathal oberhalb Tione ist in seinen unteren Partien zunächst arm an Moränen. Aber ungemein mächtig ist die Moränenüberkleidung am linken Gehänge bei Pinzolo und mächtig die Verbauung des nach Madonna di Campiglio führenden Nambinotales. Ob diese Moränenanhäufungen mit der Gletscherzunge in Verbindung zu bringen sind, welche bei Tione endete, vermögen wir nicht zu entscheiden. Mir schien es, als ob sich unterhalb Pinzolo am Fusse des linken Gehänges ein rudimentärer Wall entlang zöge, und ich bedauere, nicht Gelegenheit gehabt zu haben, das Gelände zwischen Strembo und Spiazzo näher abzugehen, wo sich ein aussergewöhnlich steiler, kastanienbestandener Schuttkegel erstreckt, der möglicherweise an den Flanken einer Gletscherzunge entstanden ist und ein Stück Endmoräne maskiert. Auch der Boden des Val di Genova ist arm an Moränenablagerungen; ich konnte bei einer allerdings flüchtigen Durchwanderung die Endmoräne eines Daunstadiums nicht auffinden.

Marson (*Sui ghiacciai dell' Adamello-Presanella. Bollet. Soc. geogr. Italiana* (4) VII 1906 S. 546) verzeichnet auf einem Kärtchen im Val di Genova Moränen oberhalb Ragada in 1360 m und oberhalb des Wasserfalles von Casina Morta (1532 m); ausserdem gibt er die Moränen um Pinzolo an.

Nocethal-Nonsberg.

Ganz ähulich wie im Sarcathale liegen die Dinge im Nocethale. Wie im Becken von Stenico ist zunächst auch die breite Fläche des Nonsberg, deren wir bereits S. 897 gedachten, mit ziemlich zusammenhängenden Moränenablagerungen bedeckt, welche hier

und da, z. B. bei Cles, Drumlinformen annehmen. Eingesenkt in diese moränenbedeckte Hochfläche ist längs des Noce eine Schotterterrasse, die östlich Denno gut abgeschlossen ist. In höherem Niveau treffen wir dann bei Denno unter den Moränen Schotter, welche zu einer losen Nagelfluh verfestigt sind und in ihren oberen Partien gekritzte Geschiebe enthalten. Ähnlichen Schottern begegnen wir bei Tuenno, wo der Teresenga aus dem Engthale des Val di Tovel in den Nonsberg eintritt. Sie werden vom liegenden Eocän durch eine moränenähnliche Ablagerung mit gekritzten Geschieben getrennt und enthalten selbst gekritzte Geschiebe. Die Schichtung ist unregelmässig; wiederholt bemerkt man östliches Fallen. Eine Überlagerung durch Moränen wurde nicht wahrgenommen und ich bin daher nicht sicher, ob unsere Schotter in denselben Horizont gehören wie die bei Denno unter den Moränen nachgewiesenen oder ob sie nicht vielleicht den Übergangskegel darstellen, der sich vor einen im Val di Tovel lagernden Gletscher legte.

Sulzberg.

Sobald wir die Nonsberger Hochfläche verlassen und in das Engthal des Sulzberg eintreten, vollzieht sich ein gründlicher Wechsel im Auftreten der Moränen: Statt der Moränendecken treffen wir Moränenwälle, die sich am Boden eines übertieften Thales befinden und in der Gegend von Cis mächtigen, äusserst unregelmässig geschichteten Schottern aufsitzen. Gegen Malé hören sie auf, dieses Dorf liegt wie in einem Zungenbecken. Aus alledem schliessen wir, dass in der untersten Partie des Sulzberger Thales längere Zeit eine Gletscherzunge endete, die wir dem Bühlstadium zuweisen. Inwieweit diese Gletscherzunge mit mächtigen Geröllmassen in Beziehung zu bringen ist, welche oberhalb Dimaro in 1300—1400 m Höhe eine Terrasse bilden, vermag ich nicht zu entscheiden.

Wir müssen weit hinauf ins Sulzberger Thal gehen, um abermals Endmoränen zu begegnen. Ein stattlicher Wall quert das Thal bei Volpaja in 1200 m Höhe. Er gehört zu einem alten Gletscher des Val Stavel. Etwas höher treffen wir im Val Vermiglio einen Endmoränenwall oberhalb der Stufe von Stavel in 1300 m Höhe. Er ist abgelagert von einem alten Gletscher des Presenathales. Die beiden genannten Thäler haben heute noch Gletscher, welche bis 2200 m Höhe herabreichen und hoch oben in den Karen liegen; ihre alten Gletscher erstreckten sich daher 1000 m tiefer herab als die jetzigen und hatten je Zungen von etwa 5-km Länge. Die Dinge liegen hier also ganz ähnlich wie bei Ponte di Legno im obersten Oglialthal (S. 838): Hier wie da müssen wir die Endmoränen dem Gschnitzstadium zuweisen. In der Tat verlangen die kleinen Gletscher, die sich ins oberste Nocethal herabgezogen, eine Höhe der Schneegrenze von etwa 2300 m, rund 600 m unter der heutigen. Hier wie da erscheinen uns aber auch diese Gletscher des Gschnitzstadiums auffällig kurz. Dem Gschnitzstadium möchten wir auch einen Gletscher zuweisen, der von Pt. d'Albiolo (2978 m) zum Hospiz (1979 m) am Tonalepasse herabreichte und hier Endmoränen hinterliess. Er verlangt bei ausgesprochener Südexposition eine Höhe der Schneegrenze von 2500 m; das ist abermals 600 m unter der heutigen Schneegrenze an den Südgehängen. Weiter im Westen, noch am Tonalepass, entspricht dem Albiolo-Gletscher ein kleiner alter Gletscher, der vom M. Tonale (2692 m) südwärts in das Serotinethal bis 2350 m Höhe herabreichte. Die mächtigen Moränenmassen, welche in Form deutlicher Längswälle

auf der Höhe des Tonalepasses vorhanden sind, sind daher älter als das Gschnitzstadium. Mutmasslich entsprechen die dem Ende des Sulzberger Gletschers bei Cis.

Weder im Sarcathale noch im Nocethale haben wir bisher Endmoränen des Daunstadiums nachgewiesen. Wir möchten daraus aber nicht schliessen, dass dieses Stadium im Adamellogebiete überhaupt nicht nachweisbar sei. Wir müssen dessen Spuren allenthalben mit alleiniger Ausnahme des Genovathales in grosser Meereshöhe gewärtigen, in den Gletscherkaren nahe den heutigen Gletschern, vor allem aber in den gegenwärtig eisfreien Karen. Dem Daunstadium gehören mutmasslich jene mit Lärchen bestandenen Moränenwälle an, die sich im Aviothale unterhalb des Veneroccologletschers bis in die Nähe der Malga Levedole bis 2100 m Höhe herabziehen. Die Alpenvereinskarte der Adamello- und Presanellagruppe (Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1903) lässt ferner unterhalb des Nardisgletschers am Rifugio Presanella einen ausgedehnten bis zur Malga dei Fiori herabreichenden Ufermoränenwall, endlich nördlich vom Costone di Nardis (2700 m) einen ins Amolathal bis 2250 m Höhe herabhängenden Endmoränenwall erkennen, welcher letzterer eine Schneegrenze von 2500 m, rund 300 m unter der heutigen, an der gleichen Stelle sehr tief gelegenen verlangt. Nicht alle kleinen alten Gletscher der Adamellogruppe dürfen jedoch dem Daunstadium zugeschrieben werden; die auf der Alpenvereinskarte nördlich der Costaccia (2427 m) westlich Strembo ins Val Germanica bis 1950 m sich herabziehenden Moränenwälle dürften dem Gschnitzstadium angehören.

Über die Moränen der südlichen Ortlerthäler hat Hammer 1905 berichtet. Nach ihm treffen wir im Thale von Pejo, das der Noce durchmisst, bevor er in den Sulzberg eintritt, in 1000 bis 1300 m Höhe eine mächtige Moränenaufschüttung; sie dürfte den Endmoränen von Volpaja und Stavel im Vermigliothale entsprechen und daher dem Gschnitzstadium zuzuweisen sein. Weiter aufwärts kommt bei der Malga Coel (1854 m) westlich Pejo ein deutlicher Endmoränenwall vor, welcher ein Daunstadium des Tavielagletschers darstellen dürfte. Hammer erwähnt ferner, dass auf der flachgeneigten Südseite der Tremenascagruppe (links vom Sulzberg unterhalb der Mündung des Thales von Pejo) keinem Kare Moränenwälle fehlen, die sich in 2400 m Höhe halten, während sie auf der Nordseite in 2000 m liegen. Dies weist bei einer Gipfelhöhe der Gruppe von rund 2800 m auf eine Höhe der Schneegrenze von weniger als 2600 m auf der Südseite, nicht ganz von 2400 m auf der Nordseite. Hammer stellt diese Moränen gleich den auf der Nordseite des Tonalepasse von ihm in 2200—2300 m Höhe nachgewiesenen zum Daunstadium. Angesichts der sehr hohen Lage der heutigen Schneegrenze im Gebiete zwischen Ortler und Adamello — sie läuft am Südbafalle der P. S. Matteo in 3100—3200 m Höhe bei Südexposition — sind wir jedoch geneigt, sie eher dem Gschnitzstadium zuzuweisen und das Daunstadium durch jene 300 m höher gelegenen Endmoränen repräsentiert zu sehen, die Hammer aus dem Val Comegiolo und Val Vermana erwähnt.

Lenothal.

Mächtige Moränenmassen kleiden die Thäler der beiden Leno oberhalb Rovereto aus, in die der Etschgletscher eingedrungen ist. Sie bilden zwischen dem Leno von Terragnolo und dem von Vallarsa die breite Hochfläche bei Moscheri, welche sich in Ausläufern in beide Thäler aufwärts erstreckt, und sind besonders an der Schleife entblösst, welche die Strasse nach Vallarsa bei Spino macht. Unter diesen Moränen erschliesst der Leno von Terragnolo eine feste Kalknagelfluh. Dieselbe erfüllt, wie Blaas 1898 schildert, alte Lenoläufe; der eine zieht sich unter Toldo vom Terragnolo-Leno zum Vallarsa-Leno hin, der zweite, etwas höher gelegene, südlich Noriglio vom Terragnolo-Leno zum vereinigten Leno. Grossartig sind die Nagelfluhwände dieses letzteren Laufes an der Strasse ins Terragnolothal oberhalb der Brücke von S. Colombano. Rudimente dieser Schotter erstrecken sich an der Strasse von Noriglio nach Rovereto bis 300 m Höhe herab, während sie sich am Terragnolo-Leno bis 400 m Höhe erheben. Hier nun treten unter ihnen rechts des Flusses oberhalb der Engo in 345 m Höhe Moränen auf. Es ist also unser Flusslauf in der Zeit zwischen zwei Eisbedeckungen verschüttet worden.

Über den mächtigen Moränen von Spino lagern Schotter, die viel weniger fest konglomeriert sind als die liegenden. Sie bilden ein überaus steil ansteigendes Feld, das sich mit einem Gefälle von 12 ‰ gegen Bocaldo hin erhebt. Hier stösst es in 700 m Höhe an Endmoränen eines Gletschers, der im Thale von Cheserle von den Höhen der Pasubio-Gruppe herabkam und sein Firnfeld auf der Hochfläche von Pozza zwischen dem Col Santo (2114 m) und dem M. Roite (2150 m) hatte. Diese Moränen unterscheiden sich durch den Mangel an Porphyrgeschieben von den sonst in den Lenothälern verbreiteten. Wir erblicken in ihnen die Reste eines Bühlstadiums; die zugehörige Schneegrenze ist in etwa 1700 m Höhe, 300 m über der der Würm-Eiszeit zu suchen. Der dazu gehörige Schuttkegel hat bei Spino eine Mächtigkeit von nahezu 100 m, verschwindet aber weiter abwärts; kleine Reste von ihm sind noch an der Papierfabrik Rovereto zu erkennen; möglicherweise entspricht ihm ein Teil des Schuttkegels, auf dem Rovereto liegt.

Avisiothal. Bühlstadium im Fleimsthal.

Hat man die Enge durchmessen, durch welche der Avisio aus dem Zimmerthale zur Etsch bei Lavis hinabfließt, so erreicht man oberhalb Lisignago eine auffällige Terrasse, welche sich über Cembra (661 m) nach Faver (673 m) zieht. Sie besteht aus horizontal geschichteten Sanden, denen einzelne Gerölle von Gesteinen aus dem Avisiogebiete eingestreut sind. Diese Sande lehnen sich bei Cembra in grosser, 100 m betragender Mächtigkeit an das rechte Thalgehänge; gegen den Avisio hin hebt sich unter ihnen der Porphyr empor; zwischen diesem und ihnen streichen stellenweise Moränen aus. Es ist klar, dass es sich hier um einen nach dem Rückzuge der Vergletscherung verschütteten Avisiolauf handelt. Welche Ursachen die Verschüttung veranlasst haben, können wir nicht mit Sicherheit sagen. Möglicherweise sperrte der Etschgletscher noch das Zimmerthal ab, als dessen Gletscher sich bereits zurückgezogen hatte, sodass der Avisio aufgestaut war und seine Wasser über den kleinen See von Lases (639 m) dem Ferserbache zusandte. Möglicherweise aber auch erfolgte die Aufschüttung dicht vor einer Zunge des Avisiogletschers (in einer Thalweitung nach der Art eines Übergangskegels). In der That sehen wir thalaufwärts im engen Zimmerthale unten zähe, schlammige rote Grundmoränen, die wir bis an die Weitung des Fleimser Thales verfolgen können, wo sie bei Molina unterhalb Cavalese verschwinden. Jene Thalweitung macht durchaus den Eindruck eines Zungenbeckens; nackter Fels tritt weithin zu Tage, Moränen setzen aus und ein Deltaschotter an den westlichsten Häusern von Cavalese bezeugt uns, dass sich hier einst ein See von mehr als 1000 m Spiegelhöhe erstreckte. Erst höher am Gehänge treffen wir dann und wann, z. B. am Wege von Varena ins Val Gambia Moränen, die hier in 1300 m Höhe die ausgesprochene Form von Ufermoränen haben; Abstufungen am linken Thalgehänge laden ein, auch hier nach einem alten Gletschersaume zu suchen. Alles dies führt uns zur Annahme, dass eine Zunge des Avisiogletschers längere Zeit im Fleimser Thale gelagert und gerade bis ins Zimmerthal gereicht hat. Wir kennen keinen längeren Gletscherhalt zwischen dieser Zunge des Avisiogletschers und den Jung-Endmoränen; wir verweisen ihn daher ins Bühlstadium.

Travignolothal.

Wir müssen weit aufwärts am Avisio und seinen Zuflüssen gehen, um abermals auf Spuren von Gletscherhalten zu treffen. Im Quellgebiete des Travignolo begegnen

wir Endmoränenwällen in zum Teil wunderbar frischer Erhaltung. Oberhalb von Paneggio finden wir am unteren Ende des breiten Troges von Val Venegia in 1700 m Höhe eine grosse mit riesigen Dolomitblöcken überstreute Stirnmoräne, an die sich eine rechte Ufermoräne anschliesst. In diesem in der Palagruppe wurzelnden Thale finden wir nach weiteren 2 km südlich der Venegotta-Alm einen neuen Endmoränenwall kräftig auf 1850 m ansteigend. Er setzt sich in einer grossen linken Ufermoräne fort, die mit ihm und Rudimenten einer rechten Ufermoräne das Zungenbecken der Malga Vezzana (1923 m) einschliesst. Wir können auf ihr bis 2100 m bis dicht an den Nordwestfuss des mächtigen Cimone della Pala (3186 m) hinaufwandern. Vor uns liegt dann der heutige kleine steile Travignogletscher, der wesentlich von Lawinen gespeist im Winkel zwischen Cimone und der wenig höheren Vezzana (3191 m) bis rund 2200 m im Schutte herabreicht. So haben wir drei Enden des Travignogletschers in 1700 m, 1850 m und 2200 m Höhe, je 2 km auseinander liegend. Den geringen Höhenunterschieden des Gletscherendes entsprechen grössere der zugehörigen Schneegrenze, da mit einem geringen Herabsteigen der Gletscher sich die Gebiete der Zungen sehr stark vergrössern. Wir schätzen die Schneegrenze der Venegiazunge auf 2200 bis 2300 m, also rund 600 m unter der heutigen, die sich am Fradustagletscher auf der Höhe des Palastockes zu 2800—2850 m ergibt; wir haben also ein Gschnitzstadium vor uns. Die Vezzanazunge aber repräsentiert ein typisch entwickeltes Daunstadium, das infolge der Beschattung der Vezzana-Alp durch die Wände des Cimone della Pala ziemlich dicht an das Gschnitzstadium heranreichte. Wir schätzen die zugehörige Schneegrenze nach der uns gut bekannten Höhe der alten Gletscheroberfläche auf 2500 m.

Pellegrinothal.

Ungemein deutlich entwickelte Endmoränen liegen auch im Pellegrinothale, das ich besuchen konnte, seitdem die Bemerkung auf S. 858 gedruckt worden ist. Die Passhöhe von S. Pellegrino (1900 m) ist überdeckt mit den Endmoränen kleiner Gletscher, die sich unter den steilen Porphyrwänden der südlich gelegenen C. Predazzo (2591 m) bildeten und bis zum See von S. Pellegrino (1885 m) herabreichten, den ihre Ablagerungen aufdämmen. Wir verfolgen deren Randwall von hier in einzelnen Windungen aufwärts bis 2100 m südöstlich der Busa d'Orso, wo sie unter der Forcella Pradazzo lagern. Westlich hiervon finden wir einen alten Gletscher unter den Nordwänden der C. di Bocche (2748 m); er reichte herab bis ins Pellegrinothal, wo er bei Allochet (1791 m) den Bach zur Seite geschoben hat. Kleine Seen liegen bei Camp d'Orso innerhalb seiner Endmoränen. Wir haben es hier mit einem deutlich entwickelten Gschnitzstadium zu tun; alle unsere kleinen Gletscher setzen eine Schneegrenzhöhe von 2200 m voraus, rund 600 m unter der heutigen bei gleicher Exposition.

Neben diesen kleinen Gletschern des Porphyrgebirges südlich vom Pellegrinothale erstreckten sich solche des nördlich gelegenen höheren Kalkgebirges. Ein Zug von Kalkblöcken läuft vom Fusse der Cima di Costabella (2758 m) am Wiesengehänge der Vallate Costabella herab, wo Aegerters Karte der Marmolata-Gruppe (Zeitschrift d. D. u. Oe. Alpenvereins 1905) in 2200 m Höhe eine Abstufung hervorhebt. Höchst auffällig ist weiter östlich ein Steinfeld am Fusse der P. dell'Uomo (3003 m), das sich in Gestalt eines breiten Streifens bis 1800 m zum R. Biois, also bereits bis ins Cordevolegebiet hinzieht. Seine obere Partie zeigt bis 2100 m herab deutliche Wallformen, die auf Aegerters Karte charakteristisch wiedergegeben sind. Offenbar



Ufermoränen in der Mündung des Laaser Thales
bei Laas im Vintschgau.



Die Endmoränen des alten Bocche-Gletschers im Pellegrinothale.

haben wir es hier wie da mit den Ablagerungen alter Gletscher zu tun, welche den Südfall der Marmolatagruppe umsäumten und mindestens bis auf 2100—2200 m Höhe herabstiegen. Sie setzen Schneegrenzen in 2400—2500 m Höhe voraus; diese weisen wieder auf das Gschnitzstadium; denn bei Südexposition müssen wir in der Marmolatagruppe die heutige Schneegrenze in über 3000 m Höhe ansetzen.

Vorausgesetzt ist dabei, dass der Gletscher am Fusse der P. dell' Uomo nur bis 2100 m und nicht bis zum Bioisbache (1800 m) reichte. Die sich bis hierher erstreckende Blockbedeckung weist nicht unbedingt darauf, dass der Gletscher hierher kam; sie kann auch darauf zurückgeführt werden, dass der Gletscher die Blöcke bis an sein Ende frachtete, von wo sie am steilen Gehänge, das eine Böschung von über 400 ‰ hat, weiter rollten.

Ausser den geschilderten Gletschern des Gschnitzstadiums treffen wir im Pellegrinthale noch auf einen solchen des Daunstadiums. Seine modellähnlich verlaufende Endmoräne liegt unter den Nordwänden der C. di Bocche (2748 m) in 2100—2200 m Höhe, also 700 m über den Endmoränen von Allochet; wir geben sie auf unserem nebenstehenden Vollbilde wieder. Ihr entspricht unter den Ostwänden der C. di Bocche der Moränenwall, auf dem der Weg zur Forcella di Jiuribritto (2380 m) heraufführt, und der hier bis über 2300 m Höhe reicht, also bis über das Niveau der Schneegrenze des Gschnitzstadiums derselben Gegend. In der Tat verlangen unsere Gletscherchen eine Höhe der Schneegrenze von 2500 m.

Fassathal.

Bis Canazei (1468 m), bis wohin ich das obere Fassathal durchwandert habe, habe ich in letzterem keine Moränenwälle wahrgenommen. Vergeblich habe ich nach solchen in den Weitungen von Moena und Vigo gesucht, die ihrer Erhaltung günstig waren. Hier finden sich lediglich Schuttkegel, und dann und wann vorkommende Ablagerungen löcheriger Nagelfluh, z. B. an der Mündung des Rio Pallacea unterhalb Vigo, sowie beiderseits Moena scheinen deren Basis anzugehören. Dagegen fand ich Endmoränen dicht an den Mündungen der Seitenthäler. Im Vajoletthale hinterliess ein aus der Rosengartengruppe kommender Gletscher bei Monzon (1509 m) mächtige Moränen; seine rechte Ufermoräne hebt sich deutlich am Nordfusse des Ciampiedie hervor. Er verlangt eine Schneegrenzhöhe von etwa 2300 m, muss daher entsprechend seiner Ostexposition dem Gschnitzstadium zugewiesen werden. Weiter oberhalb liegt bei den Sojahlütten in mehr als 1900 m Höhe die Endmoräne eines späteren Stadiums des Vajoletgletschers, das deutliche Gletscherschliffe an der Vajoletthütte hinterliess. Es scheint der Daunzeit anzugehören. Aus der Sellagruppe kam im Antermonthale ein Gletscher bis Mortiz (1677 m), wo sich seine aus Kalk und Dolomit bestehende Endmoräne scharf vom dunklen vulkanischen Grundgestein abhebt. Wir stellen ihn zum Gschnitzstadium, dessen Spuren wir auf der Grödener Seite der Sellagruppe wiederbegegnen werden, obwohl er angesichts der ausgedehnten Plateauflächen seines Einzugsgebietes eine ziemlich hohe Schneegrenze verlangt.

Eggenenthal. Schlucht in der Stufenmündung.

Das Eggenenthal bei Bozen gehört zu den zahlreichen stufenförmig mündenden Thälern des Bozener Porphyryplateaus. Auf seine Gefällsentwicklung hat bereits Louis de Lacger aufmerksam gemacht. Seine oberen Verzweigungen haben geringes Gefälle und die Anlage einer Thalstrasse traf hier nicht auf Schwierigkeiten; nach unten zu wird jedoch das Gefälle steiler und steiler und der Bach mündet schliesslich in einer engen Klamm, deren Wandungen vielfach von der Klüftung des

Porphyrs bedingt werden. Mühsam ringt sich die steil ansteigende Eggenthaler Strasse daneben noch einen schmalen Raum ab; mehrmals musste sie in Tunnels neben dem Bache entlang geführt werden. Nach der Frische ihrer Form erscheint die Eggenthaler Schlucht durchaus als ein Werk postglacialer Wassererosion, welche in sichtlichem Fortschreiten begriffen ist. Der Bach stürzt über Wasserfälle, an deren Fuss er tiefe Löcher auskolkt. Er wäscht über den Felsen hinweg und strudelt breite Kessel aus. Durch alle diese Vorgänge unterschneidet er die Thalgehänge, es brechen dann und wann Brocken längs der Kluffflächen des Gesteins ab und infolge dessen sind die untersten Partien der Schlucht ausserordentlich steilwandig. Aber bereits etwa 30 m über dem Bache werden die Porphyrwände durch allerdings immer noch sehr steile Böschungen abgelöst. Die obere Abbildung des nebenstehenden Vollbildes gibt in diese Verhältnisse einen klaren Einblick.

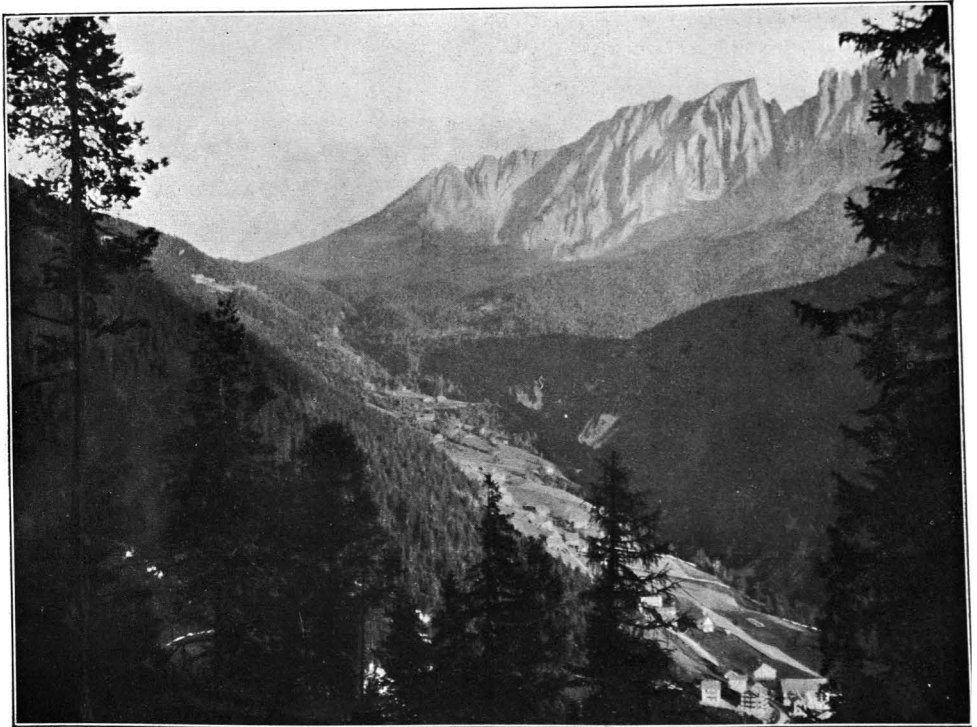
Im Bereiche der steilen Böschungen stellen sich Schotterablagerungen ein. Man begegnet ihnen bereits 1200 m oberhalb des Schluchtausganges in 450—550 m Meereshöhe. Hier befindetsich am rechten Gehänge ein grosser Aufschluss, der gerade die Mitte unseres Bildes einnimmt. Unten überragen zunächst den Bach noch Porphyrwände 20—30 m hoch; dann kommt Schotter, schätzungsweise 100 m mächtig. Seine untersten Lagen bestehen hier wie auch sonst aus grobem Blockwerk von Porphyr. Das deutet nicht unbedingt auf sehr grosse Wassermassen, welche bei der Ablagerung mitgewirkt hätten, sondern auf ähnliche Zustände, wie sie bei uns das heutige Bachbett darbietet, wo der rasch einschneidende Bach die herabgestürzten grossen Porphyrmassen allmählich abwäscht und zurundet, ohne sie sehr weit transportieren zu können. Wir haben es 20—30 m über dem heutigen Bache mit der Sohle eines alten Baches zu tun, dessen Thal bis hoch hinauf verschüttet gewesen ist. Die hangende Partie des Aufschlusses wird von Bänderton gebildet; darüber breiten sich schräg, das Ganze abschneidend, Moränen, die in ansehnlicher Mächtigkeit bis auf 600—700 m Höhe hinauf verfolgt werden können. Von diesem Aufschlusse aufwärts wandernd sieht man eine Strecke weit nichts mehr von der alten Thalzuschüttung. Aber der oberste Tunnel, durch welchen die Strasse aus der engsten Schluchtpartie heraustritt, ist durch eine Felswand getrieben, welche 30—40 m über dem Flusse mit grobem Geröll gekrönt ist.

Weitungen und epigenetische Strecken.

Mächtig entfalten sich die Schotter in der nun folgenden Thalweitung zwischen den Gasthäusern zum Wasserfall und zum Löwen unweit der Bodenschmiede. Einem niedrigen Sockel von Porphyr aufsitzend erheben sie sich in einer Mächtigkeit von 100 m, stellenweise kleine Wände bildend. Sie werden von einer eigentümlichen Porphyrschuttmoräne bedeckt. Grosse eckige Bruchstücke von Porphyr stecken in einer grauen lehmigen Grundmasse. Das Ganze bricht in steilen Wänden ab und ist parallel zum Gehänge geschichtet, fällt also steil gegen die Thalmitte hin. Man möchte das Ganze zunächst für eine Art Gehängeschuttbildung halten; allein dann und wann darin vorkommende gekritzte Geschiebe weisen darauf, dass wir es mit einer Moräne zu thun haben. Nach oben zu geht unsere Ablagerung denn auch in eine typische Grundmoräne über, in welcher das lehmige Bindemittel reichlicher, die Blöcke aber gerundeter werden. Bei Aicha sind aus dieser Moräne typische Erdpyramiden herausgeschnitten.



Das untere Eggenthal von der Gegend des Baniglerhofes thalauswärts gesehen.



Das Thal von Welschnofen, vom Taltbühel gesehen. Thalausfüllung durch Moränen. Im Mittelgrunde, gelehnt an die Wände des Latemar, die Moränen des Karrergletschers.

Unterhalb des Knappenhäusl ist die alte Verschüttung des Eggenthales in ihrer ganzen Breite erhalten. Der Bach hat hier, wie an zahlreichen weiter oberhalb gelegenen Stellen, beim Wiedereinschneiden seinen alten Lauf nicht gefunden und hat um denselben herum eine Schlinge eingeschnitten, in welcher er mit besonders steilem Gefälle zwischen säuligen Porphyrwänden schäumt. Blaas hat bereits 1896 diese Stelle näher geschildert, wie gewöhnlich scharf zwischen Nagelfluh und Schottern des verschütteten Bachlaufes scheidend, die unseres Erachtens ein zusammengehöriges Ganze bilden. Mehrere daraus hervorkommende Quellen speisen die Trinkwasserleitung von Zwölfmalgreien. Der Schotter reicht bis zur heutigen Thalsohle herab. 50 m über derselben folgen dann schlammige Grundmoränen mit wenigen, aber prächtig gekritzten Geschieben. Darüber finden sich Porphyrschuttmoränen, welche sich wallähnlich über das alte Thal ziehen.

Oberhalb dieses verschütteten und des daneben befindlichen heutigen epigenetischen Thales ist das Eggenthal weithin ziemlich breit, und man erhält den Eindruck, sich hier zunächst in einem kleinen Zungenbecken zu befinden. Aber rechts und links sieht man dann und wann noch Schotterablagerungen, gelegentlich zu Konglomerat verfestigt, und weiter oben an den Thalflanken bemerkt man mächtige Moränenaufschüttungen, aus denen südlich Gummer Erdpyramiden herausgeschnitten sind. Zusammenhängender wird die alte Thalzusüttung erst wieder oberhalb Birchabruck im Welschnofener Thale. Dicht oberhalb Birchabruck sieht man grosse Rutschungen, teils in Schotter, teils in schlammigem Material, beide gekrönt von zum Teil recht schüttigen Porphyrmoränen. Letztere bilden hier eine deutlich ausgesprochene Terrasse im Thale, auf welcher das Dorf Welschnofen liegt, und auf welche hier die Karrerpassstrasse hinaufführt (vergl. das untere Bild gegenüber S. 944). Auch in den beiden anderen Verzweigungen des Eggenthales, die von Birchabruck nach Untereggenthal und Rauth führen, begegnen wir, stellenweise wenigstens, einer ähnlichen Verschüttung.

Verschüttung des Eggenthales.

Wir haben es also im gesamten Eggenthale mit den Überresten einer deutlich ausgesprochenen Verschüttung zu tun, welche jeweils mit Bachschotter beginnt und mit Moränen endet. Die Schotter reichen in der mittleren Thalpartie bis zur Bachsohle herab; in der Schlucht brechen sie 20—40 m darüber ab. Die Moränen bilden allenthalben am Thalgehänge eine Terrasse, welche am deutlichsten bei Welschnofen (1178 m) ausgesprochen ist, aber auch thalabwärts z. B. bei Gummer (1107 m), Aicha (928 m) und schliesslich bei Strobel (624 m) entgegentritt. Im grossen und ganzen macht es den Eindruck, als ob diese Moränenauskleidung ursprünglich in zusammenhängender Form vorhanden gewesen wäre. Im einzelnen jedoch nimmt sie stellenweise das Aussehen von Wällen an, die an Endmoränen erinnern, so z. B. beim Baniglerhof (768 m) an der linken Thalflanke 2 1/2 km oberhalb des Thalendes, gegenüber Aicha am linken Thalgehänge unterhalb des Lieglerhofes und namentlich am Knappenhäusl, wo man landschaftlich durchaus den Eindruck hat, auf der Endmoräne unterhalb eines Zungenbeckens zu stehen. Doch ist auch denkbar, dass die hier endende Thalweitung einfach durch seitliche Erosion in der weichen Thalausüttung ausgeweitet ist, während der Bach in der epigenetischen Strecke mühsam in die Tiefe schnitt. Kann es an allen den genannten Stellen für zweifelhaft gelten ob hier wirklich Endmoränen vorliegen, so liegt es anders zwischen Birchabruck und Welschnofen. Die alte Strasse nach Welschnofen führt hier an der Innenseite eines

deutlich ausgesprochenen Walles thalaufwärts, welcher die vom Taltbühl herabkommenden Bäche zur Seite schiebt und sich auch etwas über das Niveau der allgemeinen Thalzuschüttung erhebt. Hier müssen wir wohl an eine Endmoräne denken.

Auf die Häufigkeit kleiner epigenetischer Thalstrecken im Eggenthal hat bereits de Lacer aufmerksam gemacht und zugleich hervorgehoben, dass dieselben stets an der Südseite des verlassenen Thales liegen. Das gilt von der bereits geschilderten Strecke am Knappenhäusl und von den vier Strecken zwischen Birchabruck und Welschnofen. (1. Dicht oberhalb Birchabruck; 2. 1 km aufwärts, wo die Strasse auf das rechte Bachufer genötigt wird; 3. etwa 1 km weiter aufwärts, unterhalb der Abzweigung der alten Strasse nach Welschnofen, wo die Strasse am linken Flussufer auf einer Brücke geführt werden musste, und wo weiter oberhalb die Brücke der alten Strasse die festen Wandungen einer ganz kurzen epigenetischen Strecke als Uferpfeiler benutzt; 4. weiter 1 km aufwärts an der Brücke beim Gasthaus zum Goldenen Löwen unterhalb Welschnofen). Wir erklären dies Verhalten wie folgt: Das Abschmelzen der Eismassen, welche schliesslich die Thäler noch erfüllten, erfolgte von Süden her am stärksten. Die Anlage des Baches geschah daher etwas asymmetrisch zur Thallinie: Er floss zunächst zwischen linkem Gehänge und Eis entlang, bis dieses gänzlich abgeschmolzen war. Diese Anlage hat er an einzelnen Stellen seines Laufes festgelegt.

Latemar-Gletscher.

Von den vornehmlich aus Porphyrr bestehenden Moränen, welche das Eggenthal bis in seine oberen Verzweigungen hinein erfüllen, heben sich scharf Moränen einiger Gletscher ab, die in den tiefegelegenen Karen am Nord- und Westabfalle des Latemar wurzelten und von hier aus auffällig weit in das vorgelagerte Land reichten.

Der Stirnwall eines Karrergletschers, den unsere Ansicht des Thales von Welschnofen gegenüber S. 944 deutlich erkennen lässt, quert das Welschnofer Thal 1,5 km oberhalb des Dorfes und nötigt die Karrerpassstrasse beim Oberen Popener (1275 m) eine starke Windung zu machen. Die beiden Ufermoränen beginnen im Karrerwalde in etwa 1900 m Höhe. Die rechte legt sich vor das zum Karrerpasse führende Moarthal und hat hier die Aufschüttung jener ebenen Fläche nach sich gezogen, auf welcher das Karrerseehotel steht; sie hat ferner dem von der Rosengartengruppe kommenden Michaeler Bach den Weg versperrt gehabt und ihn zu Aufschüttungen genötigt. In ähnlicher Weise hat die linke Ufermoräne das Thal von Palvetsch zwischen Latemar und Planbühl verschlossen, in welchem gleichfalls Aufschüttungen stattgefunden haben. Zwischen beiden Ufermoränen, welche gelegentlich aus zwei nebeneinandergelagerten scharffirstigen Dämmen von 40—60 m Höhe bestehen, schalten sich mehrere Stirnwälle ein. Der unterste liegt kaum 200 m oberhalb der Endmoräne beim Popener und ist von dieser durch ein typisches Moränenthal getrennt. Weiter oberhalb biegen die beiden inneren Ufermoränenwälle von den äusseren ab, kommen einander in etwa 1450 m sehr nahe, lassen aber zwischen sich einen Auslass für den Karrerbach. Ein deutlich ausgesprochener Wall dämmt den in 1524 m Höhe gelegenen, bei hohem Wasserstande 13,5 m tiefen, malerischen Karrersee ab. Endlich folgt ein sehr steiler Querwall oberhalb des Oberen Sees. Er schliesst das grosse Latemar-Kar in etwa 1700 m Höhe ab; der Boden des Kares wird von Schutthalden und den Trümmern eines recht jugendlichen Bergsturzes eingenommen; bis tief in den Hochsommer hält sich hier Lawinenschnee.

Das Material der Moränenwälle besteht vorwiegend aus bisweilen hausgrossen Trümmern von Schlerndolomit; daneben kommen Brocken jenes Melaphyrs vor, welcher in zahlreichen Gängen den Latemar durchsetzt. Es hebt sich in den unteren Teilen des alten Gletschergebietes auffällig von den Porphyrgehängen ab, die an der Strasse oberhalb des oberen Popener mit einzelnen grossen erraticen Kalkblöcken überstreut sind. Die vornehmlich eckige Beschaffenheit der Trümmer mag die Ursache dafür sein, dass von Mojsisovics 1879 hier Bergschutt angibt; doch widerspricht dem nicht bloss die allerdings erst durch die teilweise Abholzung des Karrerwaldes zum Vorschein gekommene Oberflächengestaltung des Schuttgebietes, sondern auch das Vorkommen von gekritzten Geschieben im Schutte. Man findet solche namentlich am Puklinbache, sowie in den zahlreichen Gruben für Schottermaterial längs der Strasse, welche, um die Höhe des angestauten Moarthales zu gewinnen, zweimal das Moränengebiet quert und dabei durch die Uferwälle zu starken Ausbiegungen gezwungen wird.

Neben dem grossen Karrergletscher lag ein weit kleinerer Gletscher in dem kleinen Kare der Knappenstube unter den Nordwänden der Kirchtagsweidspitzen (2647 m); seine linke Ufermoräne kann bis 1600 m Höhe herab verfolgt werden. Weit grösser war der Gletscher des Erzlahnkares, dessen Umräumung mehrfach über 2700 m Höhe ansteigt und in der Reiterjochspitze (2787 m) gipfelt. Seine scharf wallförmige rechte Ufermoräne lehnt sich in etwa 2000 m Höhe an den Fuss des Bewaller Köpfl (2377 m) und kann bis 1700 m ununterbrochen herabverfolgt werden; an sie schmiegt sich eine zweite innere Ufermoräne, die bis ins Kar hineinläuft und hier in 2100 m Höhe im Schutte verschwindet. Das Ende des Gletschers ist in 1600 m Höhe nahe der Wasserscheide zwischen Unter- und Ober-Eggenenthal zu suchen; von hier aus ziehen sich in beide Thäler Kalkgeröllablagerungen hinein. Möglicherweise gehört die Nagelfluh von Rauth zu denselben. Ein vierter Latemargletscher erfüllte das Gamsstallkar unter den Wänden der Cima della Valsorda (2754 m). Seine Moränen treffen wir am Meilenhaus (2036 m) mutmasslich bis 1700 m herab.

Diese vier Gletscher des Latemar erscheinen als eine Art Eisumsäumung von dessen gewaltigen Wänden. Letztere waren viel zu steil, um selbst Firnfelder zu tragen, sie speisten die Firnmassen der Karböden wohl nur durch Lawinen. Diese Firnmassen müssen aber sehr beträchtliche gewesen sein, wenn sie so ausgedehnte Zungen, wie die des Karrergletschers zu nähren vermochten. Wenn auch letztere durch ausgedehnte Schuttbedeckung und Beschattung vor Ablation geschützt war, so verlangt sie doch eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze, die wir nach der Höhe, in welcher die Ufermoränen aufhören, auf etwa 2000—2100 bei Nordwestexposition zu suchen haben, während sie für die Gletscher mit Westexposition in 2100—2200 m anzusetzen ist. Das ist weniger, als wir im benachbarten Avisiogeblirte für das Gschnitzstadium bei Nordexposition (2300 m) und nur wenig mehr als wir für die Würm-Eiszeit in der Gegend von Bozen allerdings für Südexposition (2000 m, vergl. S. 860) erhalten haben. Wir stellen daher die Latemargletscher zum Bühlstadium, und damit steht im Einklang, dass sie den ersten ansehnlichen Gletscherhalt darstellen, den wir im Eggenenthal nach der Würm-Eiszeit nachweisen können.

Tierser Thal.

Ganz ähnlich wie im Eggenenthal liegen die Dinge im Tierserthale, dessen einschlägige Ablagerungen Damian bereits 1890 geschildert hat. Wir begegnen auch hier Schottermassen lokalen Ursprungs, welche das Thal verschütten, z. B. unter Ober-Aicha, unfern Breien und beim Dorfe Tiers selbst, und diese bis 600 m herab verfolgbaren Schotter werden von Moränen bedeckt; letztere stellen hier unzweideutig eine alte Thalausfüllung dar, die allerdings dann und wann, z. B. bei Tiers selbst, in einzelne Rücken zerlegt ist. Jedoch ist gerade bei Tiers unverkennbar, dass hier eine flachbodige Thalauskleidung vorliegt. Östlich von St. Cyprian erhebt sich über dieser Thalauskleidung das steil geneigte Schotterfeld der Traunwiesen und weiter thalaufwärts begegnen wir am Breibache am Purgametsch von 1450 m Höhe an gewaltige Dolomitblöcke, die wahrscheinlich von einem an die Laurinswand gelehten Gletscher hierher gebracht worden sind. Derselbe ist ein Seitenstück zu den Latemargletschern und verlangt bei Westexposition eine Schneegrenze in kaum 2200 m Höhe. Gleiche Lage der Schneegrenze setzt ein alter Gletscher voraus, dessen Endmoränen wir im Tschaminthale oberhalb Weisslahnbad in 1400 m Höhe antreffen. So haben wir es auch im Tierser Thale mit Gletschern des Bühlstadium zu tun, die sich hier ebenso wie im Eggenenthal durch ihre Zusammensetzung aus lokalem Material scharf von den Moränen der tiefer liegenden Thalauskleidung abheben.

Grödener Thal.

Das Grödener Thal weicht in seinem Verhalten zu den Glacialbildungen weit von seinen eben geschilderten südlichen Nachbarthälern ab. Es entbehrt der Verschüttung mit Schottern und der Auskleidung mit Moränen. Es ähnelt mehr dem Avisiothale, und wie wir in diesem aus dem engen Zimmerthale in das weite Becken des Fleimsthaltes kommen, so haben wir von Waidbruck aus erst eine Enge zu durchsteigen, bevor wir das weite Becken von St. Ulrich erreichen. Doch konnten wir hier nicht wie dort in der Enge die Moränen eines längeren Gletscherhaltes nachweisen, sie müssten denn mit Schottern der Terrassen von Tagusens und unter Lajen in Verbindung stehen; die jähe Thalstufe, welche wir oberhalb des Bräuhauses „Im Loch“ zu überwinden haben, knüpft sich an einen wahrscheinlich von den Thorwänden abgegangenen Bergsturz. Auch bei St. Ulrich sah ich keine Endmoränen; solche finden sich erst in der Nachbarschaft der Dolomitstöcke, welche das Thal überragen. Sie gehören zu Gletschern des Gschnitzstadiums.

Die Langkofelgruppe nährte einen solchen von ansehnlicher Grösse. Er kam aus dem Langkofelkare und reichte weit hinaus in das vorgelagerte Land, nämlich bis halbwegs St. Christina im Grödener Thale. Sein Bett wird durch den herrlichen Confinboden bezeichnet, dessen Flanken von Ufermoränen eingfasst werden, und dessen Boden mit zahlreichen grossen Findlingen des Schlerndolomites überdeckt ist. An dem Nordwestabfall der Sellagruppe lehnten kleine Eismassen, welche oberhalb Plan im obersten Grödener Thale endeten. Die eine erstreckte sich bis zum Kreuzboden (Plan de Gralba 1784 m) herab; ihre linke Ufermoräne flankiert den Weg von Plan zum Sellajoche und wird Ciavatzes genannt. Die andere erfüllte den Freaboden (1975 m) am Wege von Plan zum Grödener Joche und dürfte hier bis über die erste Thalstufe herabgehangen haben. Die Lage dieser alten Gletscher der Sellagruppe erinnert lebhaft an die der alten Latemargletscher; doch endeten sie durchschnittlich höher und werden von höheren, bis beinahe 3000 m ansteigenden Gipfeln überragt. Sie verlangen denn auch schon wegen der Höhe, zu der die Ufermoränen Ciavatzes ansteigen (2200 m), eine bei gleicher Exposition höhere Schneegrenze, die wir in etwa 2300 m Höhe suchen. Eine ebenso hochgelegene setzt der alte Gletscher des Confinbodens voraus.

Gletscherrückzug im Etschgebiete.

Das Etschthal bietet infolge seiner orographischen Gliederung eine viel bessere Möglichkeit, den Rückzug der Vergletscherung zu verfolgen, als das Innthal, wo wir zuerst erkannt haben, dass er in drei verschiedenen Etappen erfolgte. Deutlich hebt sich das Hauptthal vor den Nebenthälern hervor. Der Hauptthalgletscher ist immer der mächtigste, er zog sich allenthalben zuletzt aus seinem Thale zurück. Der Umstand, dass Gletscher von Seiten-Thälern hier länger blieben als er, kommt im gesamten Etschgebiete nur selten vor, und zwar garnicht in den ersten Phasen des Gletscherrückzuges. Dementsprechend sehen wir auch eine wesentlich andere Entwicklung der Glacial- und Fluvioglacialgebilde als im Innthale. Ein Seitenstück zur dortigen grossen Schotter- und Moränenterrasse findet sich an der Etsch nicht, was uns in der Annahme bestärkt, auch gegenüber Ampferers¹⁾ neueren Ausführungen

1) Glacialgeologische Beobachtungen im unteren Innthale, Zeitschrift f. Gletscherkunde, I. S. 29 u. 112, 1907.

daran festzuhalten, dass die mächtigen Aufschüttungen im Innthale im wesentlichen durch Aufstauvorgänge verursacht worden sind, ähnlich wie wir solche im Pusterthale nachweisen konnten, dessen Schotterterrassen in der Tat auch an jene des Innthales erinnern. Finden sich also auch nicht unerhebliche Verschiedenheiten zwischen den Ablagerungen im Etsch- und im Innthale, so ergibt sich hier wie da ein auffälliger Parallelismus im Gletscherrückzuge. Auch im Etschgebiete heben sich drei einzelne Halte hervor, die wir theils der Analogie halber, theils wegen der zugehörigen Höhen der Schneegrenzen der Reihe nach mit dem Bühl-, Gschnitz- und Daunstadium des Inngebietes parallelisieren können. Allerdings ganz lückenlos liegen die Spuren dieser Stadien auch hier nicht vor: bald ist das eine, bald das andere unscharf entwickelt oder verkümmert, sodass die Reihenfolge keine ununterbrochene ist. Die Tatsache, dass wir die Erhaltung der grossen Bühl-Endmoräne von Eppan lediglich dem Umstande danken, dass unterhalb Bozen ein Stück Etschthal ausser Funktion gesetzt worden ist, und dass sich hier Ablagerungen erhalten haben, die längs des Flusses sonst spurlos verschwunden sind, legt uns nahe, auf die Lückenhaftigkeit in der Moränenentwicklung kein allzu grosses Gewicht zu legen. Aber auch die Bestimmung der zu den einzelnen Stadien gehörigen Schneegrenzen stösst auf Schwierigkeiten. Sie kann für die grossen Thalglotcher nicht einmal annäherungsweise vorgenommen werden; bei zahlreichen kleinen Gletschern aber ist sie wegen der Eigenart von deren Lage, bald am Fusse von steilen Felswänden, bald als Abflüsse hochgelegener Firnfelder, schwierig und das Ergebnis bleibt mit mancher Unsicherheit behaftet. Immerhin tritt klar hervor, dass der Anstieg der Schneegrenze seit der Würm-Eiszeit etwa alle 300 m einen Halt machte oder besser gesagt, durch einen Rückfall unterbrochen wurde. Zu diesem Ergebnisse können wir jedoch nur gelangen, wenn wir bei allen den zahlreichen kleinen Gletschern, deren Spuren wir kennen gelernt haben, die heutige Schneegrenze der betreffenden Örtlichkeit bei entsprechender Exposition zum Vergleich heranziehen, was natürlich auch immer nur annäherungsweise geschehen kann. Sonnen- und Schattenseiten der Thäler haben heute in den Alpen recht verschiedene Schneegrenzhöhen, die um 200 bis 300 m von einander abweichen, also um etwa ebensoviel wie das Höhenintervall der Schneegrenzen zweier aufeinanderfolgenden Stadien beträgt. So ist es aber auch schon während des Rückzuges der grossen Vergletscherung gewesen, und wenn wir auf der Süd- und Nordseite eines Gebirgskammes mit symmetrischem Abfalle Endmoränen in gleicher Meereshöhe antreffen, so gehören dieselben nicht ein und demselben, sondern zwei verschiedenen unserer Stadien an.

Bühlstadium.

Überblicken wir den Rückzug der Vereisung, so tritt uns als erste bemerkenswerte Tatsache entgegen, dass während des Bühlstadiums die grossen Thäler des Etschbuchtgebietes bis in die Gegend von Bozen hin eisfrei waren. Die im Noce- und Sarcathal aus der Ortler- und Adamellogruppe kommenden Eismassen überschritten damals die Judicarienlinie nicht wesentlich und der Avisiogletscher erstreckte seine Zunge nicht gerade weit aus dem Bereiche der hohen Dolomite heraus. Immerhin war er erheblich länger als die beiden genannten Eisströme im Westen, und dies muss angesichts des Umstandes auffallen, dass sein Einzugsgebiet geringere mittlere Erhebung aufweist. Allein die Thäler sind hier weniger steil eingeschnitten als

dort, und entsprechend stiegen Sarca- und Nocegletscher des Bühlstadiums in geringere Meereshöhe herab als er. Dazu kommt, dass das Gebiet des Nocegletschers sich auch heute noch durch eine aussergewöhnlich hohe Lage der Schneegrenze auszeichnet, während diese im Bereiche der Dolomiten des Avisiogebietes, wie die weiten Firnfelder der Marmolata- und Palagruppe lehren, um 100 bis 200 m tiefer gelegen ist. Wie hoch die Schneegrenze während des Bühlstadiums gewesen war, können wir aus den grossen Thalgletschern nicht ersehen; aber die kleinen Gletscher, deren Spuren wir in den Alpen östlich Rovereto, sowie am Abfalle des Latemar angetroffen haben, überzeugen uns, dass die Aufwärtsbewegung der Schneegrenze nach dem Maximum der Würm-Eiszeit einen Halt gemacht hat, während dessen sie 200 bis 300 m über ihrem Tiefststande lag.

Gschnitzstadium.

Während des Gschnitzstadiums hatte sich das Eis allenthalben in die oberen Thalverzweigungen zurückgezogen, aber es sperrte hier noch die Alpenpässe. Gletscher der Adamellogruppe verlegten den Weg zum Tonalepasse, Gletscher des Porphyrgebirges reichten auf den Pass von St. Pellegrino herab, ein grosser Palagletscher breitete sich bei St. Martino vor den Rollepass. Wir haben Anzeichen dafür, dass der obere Vintschgau noch vom Eise erfüllt war, wenn auch hier noch manche Einzelheit festzustellen bleibt. Wir wissen, dass sich der Pferssch- und Ridnaungletscher vor den Brenner legten und haben einen besonders stattlichen Gletscher der Zentralalpen bis ins Pusterthal hinein verfolgt, welcher hier die Ober-Rienz zu einem ausgedehnten See aufstaute.

Dieser alte Ahrnthalgletscher ist länger als der Bühlgletscher des Sulzberges und wir haben uns daher lange Zeit nicht mit dem Gedanken befreunden können, dass beide verschiedenen Stadien angehörten. Wir haben uns ebensowohl die Frage vorgelegt, ob der bei Cis endende Sulzberggletscher nicht dem Gschnitzstadium, der bei Bruneck endende Ahrnthalgletscher nicht vielleicht dem Bühlstadium zugehören könne. Massgebend für die Auffassung, dass der Sulzberger Gletscher dem Bühlstadium angehört, war die Tatsache, dass wir oberhalb von ihm im Vermigliothale die Endmoränen von Gletschern fanden, die trotz ihrer Kürze wegen der niedrigen Schneegrenze, die sie verlangen, dem Gschnitzstadium zugerechnet werden müssen. Weniger sicher ist unsere Einordnung des bis Bruneck reichenden Ahrnthalgletschers in das Gschnitzstadium. Wir stützen uns dabei nicht auf die Tatsache, dass wir weiter thalabwärts bei Brixen ausgedehnte Moränen angetroffen haben, die wir dem Bühlstadium zugewiesen haben; denn wir sind nicht sicher, ob dem Bühlgletscher des Eisackthales auch ein Bühlgletscher des Rienzthales tributär wurde, da wir die Pusterthalterrasse zwischen Bruneck und Mühlbach, wo nach Blaas glaciale Schotter vorkommen, nicht abgegangen haben. Wir hoben lediglich hervor, dass sich der Ahrnthaler Gletscher nicht weiter vom Kamme der Centralalpen entfernte, als der Gschnitzgletscher des Eisackthales im Sterzinger Moose. Beachten wir nun, dass sich das obere Ahrnthal weithin dicht am Kamme der Centralalpen erstreckt, dass ferner das Reinthal von Hochgipfeln umragt ist, die heute noch Gletscher tragen, so dürfte eine Herabsenkung der hier nicht besonders hochgelegenen Schneegrenze um 600 m genügen, um unsere beiden Thäler gänzlich mit Eis zu füllen, das dann eine mächtige Zunge bis ins Pusterthal hinaus entsenden musste, wo unser Ahrnthalgletscher immer noch in höherem Niveau endete, als der im Bereiche einer besonders hohen Schneegrenze gelegene Sulzberggletscher bei Cis.

Während des Gschnitzstadiums tritt uns der Unterschied in der Nord- und Südexposition der Gehänge bereits sehr massgebend für die Gletscherentwicklung entgegen; das haben wir sehr deutlich sowohl im Pellegrinothale als auch in der Gegend des Tonalepasses wahrnehmen können.

Daunstadium.

Während des Daunstadiums haben sich die Gletscher in die Gipfelregionen des Gebirges zurückgezogen. Ihre Spuren finden sich hier gewöhnlich nur in der Nachbarschaft von heutigen Gletschern, wie am besten in der Ortlergruppe und der südlichen Ötztaler Gruppe zu sehen ist. Gletscher mit Süd-Exposition hatten damals ungefähr dieselben Dimensionen wie die heutigen Gletscher mit Nord-Exposition derselben Gebirgsstöcke. Die Gletscher mit Nord-Exposition waren entsprechend grösser. Der Unterschied der Exposition zwischen Nord und Süd macht ungefähr ebensoviel aus, wie die Aufwärtsbewegung der Schneegrenze vom Daunstadium bis zur Gegenwart.

Die Stadien als Vorstösse.

Hatten wir in den einzelnen Teilen der Alpen bereits da und dort gute Gründe oder Anzeichen dafür gefunden, dass die einzelnen Stadien nicht bloss Halte im Gletscherückzuge darstellten, sondern mit Vorstössen verbunden waren, so konnten wir uns im Etschgebiete davon überzeugen, dass dies auch hier für alle drei Stadien zutrifft. Die Moränen von Eppan verraten durch ihre Schottersockel, dass das Bühlstadium einem Vorstosse entspricht. In welcher Weise die Verhältnisse im Pusterthale dafür sprechen, dass der Ahrnthalgletscher des Gschnitzstadiums auch einen Vorstoss repräsentiert, haben wir näher dargelegt, ebenso wie wir zeigen konnten, dass die Daungletscher der Ortlergruppe mit Vorstössen verknüpft waren. Derartige Nachweise setzen immer voraus, dass das Gletscherende auf ziemlich ebenem Gelände gelegen war, sodass es zur Ablagerung von Schottern kommen konnte, die dann von Moränen bedeckt wurden. Der Umstand, dass diese orographischen Grundbedingungen so selten gegeben sind, erklärt die Seltenheit eines strikten Nachweises der Vorstossnatur unserer Stadien. Auch war uns nicht möglich, den Umfang dieser Vorstösse auch nur annähernd zu bestimmen, da wir nirgends in den interstadialen Stadien des Etschgebietes Tier- oder Pflanzenreste haben nachweisen können.

Zugehörigkeit der Moränendecken zur Würm-Eiszeit.

Der Umstand, dass die grossen Täler des Etschbuchtgebirges während des Bühlstadiums eisfrei gewesen sind, ermöglicht uns, die Moränendecken, die wir namentlich im Becken von Stenico und im Nonsberg, sowie im Eggenthale und Tierser Thale gefunden haben, der Würm-Eiszeit zuzuweisen; denn diese hat die letzte Eisbedeckung jener weiten Thalgebiete geliefert. Damit erhalten wir nun einen unzweifelhaften Beweis dafür, dass es auch während des Maximums einer Vergletscherung innerhalb des Gebirges zur Moränenanhäufung gekommen ist, und zwar, wie aus der Beschaffenheit der Moränendecken als Grundmoränen hervorgeht, unter dem Eise. Diese subglacialen Moränenablagerungen erstrecken sich dort, wo die Thalübertiefung nicht stattfand und wo die Seitengletscher durch den Hauptthalgletscher gestaut wurden. Hier musste die Eisbewegung eine ausserordentlich langsame sein, und dementsprechend konnte die Abschmelzung des Eises an der Gletschersohle durch die Erdwärme allmählich die Untermoräne vollständig austauen, sodass sie sich Grundmoräne sich an Ort und Stelle anhäufte.

Nähere Untersuchung verdienen noch die eigentümlich parallel dem Gehänge geschichteten Moränenablagerungen des Eggenthales, die wir von dem Profil von Aicha näher schilderten, die aber sonst sowohl dort, als auch namentlich im Bereiche des Zimmerthales auftreten, wo sie im Bereiche der Erdpyramiden von Segonzano eine grosse Rolle spielen. Sollten sie sich in Hohlräumen zwischen Thalwand und Eis abgelagert haben, welche letzteres die Enghäler des Porphyrgebietes nicht ganz auskleidete?

Schotter der Thalverbauung.

Unter den Moränendecken treffen wir in einigen Thälern mächtige Schotterablagerungen, die wir besonders im Lenothale und im Eggenthale verfolgt, aber auch in Rudimenten im Nonsberge kennen gelernt haben. Bedeckt von den Moränen der Würm-Eiszeit müssen alle diese Schotter älter sein als das Maximum der Würm-Ver-gletscherung. Das Auftreten von allerdings oft spärlichen erraticen Geschieben in ihnen, sowie das Vorkommen von Moränen unter ihnen wie im Lenothale schliesst ferner aus, dass sie präglacialen Alters sind. Ihre Ablagerung fällt entweder in die letzte Interglacialzeit oder in die Zeit des Herannahens der Würm-Ver-gletscherung. Beides ist möglich, kennen wir doch im Etschthale die Überreste ausgedehnter interglacialer Schuttkegel; man kann sich vorstellen, dass dieselben bis in die Seitenthäler hineinwuchsen, sowie es die Schuttkegel des Vinschgaues tun. Man kann sich aber auch denken, dass die herannahende Würm-Ver-gletscherung die Seitenthäler versperrte und deren Flüsse zu Geröllanhäufung zwang.

Wir haben nur wenige Beobachtungen, welche in der einen oder anderen Richtung sicher weisen. Zunächst muss hervorgehoben werden, dass wir an keiner Stelle die interglacialen Schuttkegel bis in die Seitenthalverbauung hinein verfolgen können. Im Brantenthale bei Leifers finden wir keine Schotter. Der dortige interglaciale Schuttkegel ist ganz isoliert. Die Schotter des benachbarten Eggenthales jedoch sind bei ungefähr gleicher petrographischer Zusammensetzung etwas weniger stark verkittet, das könnte auf eine Altersverschiedenheit weisen. Dazu kommt, dass die Eggenthale Schotter am Thalausgange nach oben zu allmählich in Tone übergehen, also in typische Staubildungen, und dass sie in der Gegend von Birchabruck sich nur undeutlich von den hangenden Moränen abheben. Es macht hier allenthalben den Eindruck, als ob die Moränenablagerung unmittelbar auf die Schotterbildung gefolgt sei, weswegen wir geneigt sind, letztere hier in die Prä-Würmzeit zu verweisen, nämlich in die Zeit des Herannahens der Würm-Ver-gletscherung. Zu den Schottern, die wir im Eisackthale oberhalb Bozen bemerkt haben, stehen unsere Eggenthale Schotter in keinerlei Beziehungen, wie auch nach dem mutmasslichen jüngeren Alter der Bozener Schotter nicht anders erwartet werden kann. Dass nun aber alle Schotterausfüllungen unter den Moränen der Nebenthäler desselben Alters sind, sei nicht behauptet. Nicht unmöglich erscheint uns z. B., dass die sehr mächtige Nagelfluh des verschütteten Lenolaufes oberhalb Rovereto zu einem verschwundenen interglacialen Schuttkegel gehört. Unzweifelhaft höheren Alters ist die Nagelfluh von St. Lorenzo im Becken von Stenico; sie steht den würmeiszeitlichen Moränen ganz fremd gegenüber. Aber es ist schwer zu sagen, ob sie eine interglaciale Seitenthalzuschüttung vom Alter der Pederzano-Nagelfluh im Etschthale ist, oder ob sie eine ältere Fluvioglacialbildung darstellt. Nähere Untersuchungen, an deren Vornahme wir wiederholt durch Eintritt schlechter Witterung gehindert wurden, sind hier sehr am Platze. Auch die Braunhof-Nagelfluh bei Sterzing ist hier unter den älteren Seitenthalausfüllungen zu nennen, obwohl sie im Eisackthale selbst gelegen ist. Dieses spielt jedoch, wie wir Seite 893 gesehen haben; die Rolle eines Nebenthales gegenüber dem Ridnaunthal.

Vergleichen wir die dargestellten Verhältnisse des Etschthales mit denen des Innthales, so tritt uns hier deutlich der grosse Umfang von Thalausfüllungen während des Herannahens der Würm-Ver-gletscherung entgegen, während wir sie dort grösstenteils in die Zeit des Schwindens eingeordnet hatten. Allerdings fehlen im Innthale auch nicht die Prä-Würm-Staubbildungen,

wie die Schotter des Jenbaches lehren, die wir Seite 316 erwähnten. Schotter, die wir im Etschgebiete gleich denen des Inngebietes der Achenschwankung zuweisen könnten, haben wir lediglich unter den Moränen von Eppan gefunden.

Verbreitung der glacialen und interglacialen Ablagerungen.

Im grossen und ganzen finden wir in der Hauptthalfurche des Etschgebietes vorwiegend Ablagerungen interglacialen und postglacialen Alters, in den Seitenthälern solche glacialen Alters. Diese Anordnung entspricht durchaus unserer Vorstellung vom Mechanismus der Gletschertätigkeit, welche die Hauptthäler übertiefte und, wie wir klar zu erkennen vermochten, in den Seitenthälern direkt oder indirekt durch Versperrung zur Bildung von Ablagerungen führte. Den hierdurch bewirkten Eingriff in die Thalgeschichte suchen die Flüsse der Postglacialzeit zu beseitigen. Sie schneiden wieder in die verbauten Nebenthäler und schütten im Hauptthal mächtige Schuttkegel auf. Dass solches auch in der letzten Interglacialzeit geschehen, lehren uns die Überreste grosser Schuttkegel im Etschthale, lehrt uns die Mündung des Eggenthales; dasselbe ist vor Eintritt der letzten Vergletscherung bis tief unter das Niveau des präglacialen Thalbodens fast bis zu seiner heutigen Thaltiefe herab eingeschnitten gewesen. Ähnliches zeigte sich auch am Leno, wo die Nagelfluh wahre alte Klammern erfüllt, die den präglacialen Thalboden fast so tief zerschneiden, wie dies heute vom Leno geschieht. Andererseits reichen im Etschthale die interglacialen Schuttkegel nahezu bis zur heutigen Thaltiefe herab. Hiernach erscheint die durch die letzte Vergletscherung geleistete Übertiefung des Hauptthales als ebensowenig bedeutend, wie die seitherige Erosion der Nebenthäler. Während der letzten Interglacialzeit trug das Etschgebiet im wesentlichen das gleiche Gepräge wie heute.

IX. Die venezianischen Gletscher.

Von Eduard Brückner.

Brenta- und Piavegletscher.

Einleitung. Geschichtliches. Die Wurzeln des Piavegletschers. Obere Gletschergrenze in den Ampezzaner Dolomiten. Überfließen des Pusterthalgletschers über den Kreuzberg nach Süden. Obere Gletschergrenze im Cordevole-, Primör- und Vanoithal; im Val Sugana; in der Umgebung von Fonzaso und Feltre; im östlichen Teil des Beckens von Belluno. Übersicht über die Eishöhe im Belluneser Längsthalzug. Gefälle der Eisoberfläche im Piave-, Cordevole- und Primörthal oberhalb des Beckens von Belluno. Verhältnis des Cismongletschers zum Piavegletscher; fluvioglaciale Ablagerungen von Lamon.

Ende des Brentagletschers. Niederterrassenschotter an der Brenta. Spärliche Ablagerungen einer älteren Eiszeit an der Brenta. Jung-Endmoränen des Piavegletschers im Piavethal bei Quero. Niederterrassenschotter an der Piave. Altglaciale Spuren im Piavedurchbruch. Jung-Endmoränen des Piavegletschers bei Vittorio. Niederterrassenschotter bei Conegliano. Jung-Endmoränen des Piavegletschers im Valmarino. Fehlen von Endmoränen im Thal von S. Croce und am Boden des Beckens von Belluno. Spuren älterer Moränen und Schotter im Bereich der Gletscherzunge von Vittorio. Die vier Schotter im Valmarino. Der Montello und die präglaciale Landoberfläche am Ausgang des Piavethales.

Eiszeitliche Schneegrenze im Bereich des Cismongletschers. Eiszeitliche Schneegrenze im Val Cellina. Verlauf der Schneegrenze auf dem Brenta- und auf dem Piavegletscher.

Einleitung.

Wo das Etschthal in die Poebene mündet, sind die Alpen zu ihrer grössten Breite angeschwollen. Der Südsaum der Ostalpen erreicht hier seinen südlichsten Punkt; weiter nach Osten tritt ihr Fuss immer mehr nach Norden zurück, um erst jenseits des Tagliamento wieder eine südöstliche Richtung einzuschlagen. So wiederholt der Alpenfuss in vergrössertem Masstab den nördlichen Umriss des Adria, von der ihn die im Durchschnitt etwa 60 km breite venezianische Ebene, die nordöstliche Fortsetzung der Poebene, scheidet. Mit dieser Änderung in der Richtung des Alpensaumes vollzieht sich auch eine Abnahme der Höhen.

Unter den nach Süden ziehenden Thälern der Ostalpen ist das Etschthal das letzte, das seinen Ursprung im Bereich der Centralalpen nimmt. Weiter im Osten schaltet sich das grosse Längsthal der Drau zwischen die Centralalpen und die zu grosser Breite anschwellende Zone der Kalkalpen ein. So gewinnt die letztere hier eine ausgesprochene hydrographische Selbständigkeit. Der grösste Teil des Gebietes entwässert sich nach Süden zur Adria; von Westen nach Osten folgen einander die Flussysteme der Brenta, der Piave, des Tagliamento und des Isonzo. Nur ein kleiner Teil ganz im Osten sendet durch die Save sein Wasser der Donau und damit dem Schwarzen Meere zu.

Nicht ganz so selbständig wie das Flussystem ist das Thalsystem der südlichen Kalkalpen; dasselbe ist gegen das Thal der Drau und das der Etsch geöffnet und an drei Stellen vermag man in unser Gebiet einzudringen, ohne die Thalsole zu verlassen und einen Kamm zu überschreiten. Vom Etschthal bei Trient (190 m) führt ein Anstieg von noch nicht 300 m auf die Wasserscheide von Pergine (480 m) und hinüber in das weite offene Brentathal. Wenig grösser ist der flache Anstieg, den man von Toblach (1209 m) aus zu überwinden hat, um über die Thalwasserscheide von Schludersbach (1544 m) ins Einzugsgebiet des Boite, des grössten Nebenflusses der Piave, zu gelangen. Weiter im Osten vermittelt die Thalwasserscheide von Saifnitz (797 m) eine bequeme Kommunikation zwischen den nach Osten zu sich entwässernden Längs-

thälern der Drau und der Save und dem Thal der Fella, das zum Tagliamento herabzieht. Auch ins Isonzöthal führt von Norden her ein bequemer Übergang über den Predil (1162 m), der zwar keine Thalwasserscheide ist, aber sich doch nur 410 m über die Thalsole bei Tarvis erhebt.

Unregelmässig ist im oberen Teil unseres Gebietes die Anordnung der einzelnen Thäler; im unteren aber macht sich die Tendenz zur Herausbildung von Längsthalstrecken geltend, bedingt z. T. durch Brüche, z. T. durch Falten, die hier unweit des Alpenvorlandes die Schollenstruktur der Dolomiten weiter im Norden ablösen. Diese Längsthalstrecken wiederholen die Kontur des Alpenfusses und bilden einen einheitlichen Längsthalzug von Primolano bis Belluno. Schmale Durchbruchthäler, von den Venezianern sehr bezeichnend Canäle genannt, führen von hier hinaus ins Alpenvorland.

Jedes der vier oben genannten Thalsysteme barg einen eigenen Gletscher: den Brentagletscher, den Piavegletscher, den Tagliamentogletscher und den Isonzogletscher. Die Entwicklung dieser vier Gletscher war entsprechend dem Thalsystem etwas verschieden. Der Piavegletscher, der mit dem Brentagletscher in dem Belluneser Längsthalzug eng verschmolzen war, teilte sich thalabwärts in verschiedene kleine Zungen, von denen nur die östlichste das Vorland betrat. Der Tagliamentogletscher, der gerade dort aus den Alpen trat, wo deren Fuss seinen nördlichsten Punkt erreicht, bildete dagegen eine ansehnliche Vorlandvergletscherung im nördlichsten Winkel der venezianischen Ebene, während der Isonzogletscher das Alpenvorland garnicht erreichte, sondern tief im Innern des Gebirges endigte.

Wir betrachten zuerst den Brenta- und den Piavegletscher und hierauf den Tagliamentogletscher und den Isonzogletscher. Dem Savegletscher, der schon dem Ostabfall der Alpen angehört, wird der erste Abschnitt des nächsten Buches gewidmet sein.

Geschichtliches.

Die auf dem Boden der westlichen Alpen entstandene Lehre von der Eiszeit hat erst verhältnismässig spät Anwendung auf unser Gebiet gefunden. T. A. Catullo, der in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts als erster den Quartärablagerungen Veneziens eingehende Aufmerksamkeit schenkte, verhielt sich ablehnend. Erst um 1860 deuten G. de Mortillet und G. A. Pirona die Moränen richtig. Bei Beginn unserer Untersuchungen war, vor allem durch die jahrelang hindurch mit Hingebung fortgesetzten Forschungen Torquato Taramellis, die horizontale Ausbreitung der Gletscher in ihren grossen Zügen bekannt.

Die Arbeiten Catullos sind trotz seines abweichenden theoretischen Standpunktes auch heute noch wertvoll, da sie eine Fülle scharfer Beobachtungen enthalten. Ich nenne sie hier kurz: Osservazioni sopra i monti che circoscrivono il Distretto di Belluno. Verona, 1818. — Osservazioni sopra i terreni postdiluviani delle Provincie Austro-Venete. Padua 1834. — Nota geognostica sopra le pudinghe alluviali e sopra il terreno di trasporto delle Provincie Venete. Biblioteca Italiana LXXXVII. Mailand 1837 S. 276, 417. — Trattato sopra la Costituzione geognostica-fisica dei terreni alluviali e postdiluviani delle Provincie Venete. Padua, 1838. 2. Aufl. 1844. — Dei massi erratici che si veggono sui monti e nelle valli adiacenti dello Stato Veneto. Atti R. Istit. Veneto. (1) I. 1840 S. 44, 158. — Osservazioni sopra le rocce levigate delle Alpi Venete. Atti R. Istit. Veneto. (1) V., 1846.

Auf Catullos Beobachtungen stützte sich 1861 G. de Mortillet in seiner Zusammenstellung über die Gletscher der italienischen Seite der Alpen, die auch die allerdings nur für den Tagliamentogletscher befriedigende Karte der Ausdehnung der venezianischen Gletscher gab (Atti

Soc. Ital. di Sc. nat. III 1861 S. 50). Fast gleichzeitig gab G. A. Pirona (Sulle antiche morene del Friuli. Atti Soc. Ital. di Sc. nat. II 1859/60, Mailand 1860 S. 398) eine Darstellung des Moränenamphitheaters des Tagliamentoletschers (mit kleiner Karte). Vgl. auch Pirona, Cenni geognostici nel Friuli. Annuario Assoc. agraria friulana pel 1861. Udine.

In der zweiten Hälfte der 60er Jahre beginnen die Arbeiten Taramellis, der 1870 das Ende des Isonzogletschers feststellte (Sugli antichi ghiacciai della Drava, della Sava e dell' Isonzo. Atti Soc. Ital. Sc. nat. XIII Heft III, 1870) und 1875 die Moränen Friauls eingehend beschrieb (Dei terreni morenici ed alluviali del Friuli. Monografia geologica. Annali scient. Istituto tecnico Udine (3) I 1875. Mit Karte). Er fasste seine Resultate in seinem Werk Geologia delle Provincie Venete (Mem. R. Acad. Lincei (3) XIII 1881/2. Rom 1882) zusammen. Beiträge zur Kenntnis des Glacialen im oberen Piavegebiet und im Becken von Belluno lieferten 1879 E. von Mojsisovics und R. Hoernes in des ersteren Werk (Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879. Mit geolog. Karte 1 : 75000 in 6 Blättern.) 1881 stellte Stoppani auf seiner Carta geologica degli antichi ghiacciai dell' alta Italia (Mailand) auch unsere Gletscher dar. Rossi untersuchte das Ende des Piavegletschers im Piavethal und das des Brentagletschers (Sulla chiusa di Quero e l'Epoca Glaciale del Piave e del Brenta. Bull. Soc. Veneto-Trentina Sc. nat. 1881 S. 189. Padua 1881), A. Tellini endlich das Moränenamphitheater der Zunge des Piavegletschers bei Vittorio (L'anfiteatro morenico di Vittorio. Bull. Soc. geol. Italiana XII S. 27, Rom 1891), dessen Existenz Taramelli noch 1882 in Abrede gestellt hatte. F. Sacco (Gli Anfiteatri morenici del Veneto. Studio geologico. Annali R. Accad. d'Agric. di Torino XLI. Turin. 1899) fasste die bisher gewonnenen Ergebnisse zusammen, sie durch eigene Beobachtungen ergänzend. Einen Versuch, die an den Gletschern der nördlichen Alpen gewonnenen Resultate hier zu prüfen, machte er nicht. — Soweit die wesentlichen, grössere Gebiete betreffenden Arbeiten. Zahlreiche kleinere erwähnen wir an geeigneter Stelle.

Ich selbst beging das Gebiet im Spätsommer und Herbst 1887 und 1889; meine Ergebnisse über die Gletschergrenzen wurden auf der Carte géologique internationale de l'Europe (Blatt 31) dargestellt. Grössere Exkursionen schlossen sich im Frühjahr 1905, sowie im Spätsommer und Herbst 1906 an. Eine Ostern 1907 begonnene Exkursion musste ich wegen Erkrankung abbrechen. Wertvolle Dienste leisteten mir während meiner Exkursionen auf österreichischem Gebiete die Blätter der Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1 : 75000; herausgegeben vom k. u. k. militärgeographischen Institut in Wien. Für das italienische Gebiet lag bei meinen Wanderungen 1887 und 1889 nur die alte Karte von Venetien 1 : 75000 vor; 1905 und 1906 konnte ich die neue Karte des Königreichs Italien in 1 : 75000, z. T. auch die Tavolette 1 : 50000 und 1 : 25000, herausgegeben vom Istituto geografico militare in Florenz, benutzen. Bei der endgiltigen Ausarbeitung meiner Beobachtungen standen mir alle Tavolette, auch die aus dem Buchhandel zurückgezogenen, zur Verfügung. Die Namen und Höhenzahlen im Nachfolgenden sind durchweg diesen neuen Kartenwerken entnommen.

Die Wurzeln des Piavegletschers.

Die Wurzeln des Piavegletschers, der den Brentagletscher an Grösse weit übertraf, lagen in den Ampezzaner Dolomiten und ihrer weiteren Umgebung. Mehrere grosse Quellthäler treten uns hier entgegen: Das Piavethal selbst, das weit im Osten im Bereich der deutschen Sprachinsel Bladen (Sappada) entspringt und sich zuerst nach Westen, dann nach Süden wendet; mit ihm vereinigt sich das Thal der Padola und das des Ansei. Im Becken von Pieve di Cadore kommt ihm das an Areal erheblich kleinere Boitethal zu, im Becken von Belluno endlich das Cordevoethal und das Cismonthal; letzteres gehört zwar heute hydrographisch nicht zum Piavegebiet, wohl aber morphologisch.

Obere Gletschergrenze in den Ampezzaner Dolomiten.

Die Bestimmung der oberen Gletschergrenze stösst im Bereich der Ampezzaner Dolomiten z. T. auf Schwierigkeit: es fehlen Gesteine, die leicht als erratisch erkannt werden könnten. Eine scharfe Bestimmung ergab sich unmittelbar nördlich des Pelmo

an der Forcella de la Poina. Dieser Pass trägt auf seiner Höhe (2028 m) Gletscherschliffe, die von Osten nach Westen ziehen und lehren, dass hier Eis des Boitegletschers nach Westen ins Cordevoletal überfloss. Die runden Formen gehen noch etwa 100 m über den Pass, sodass die obere Eisgrenze im Boitethal bei San Vito di Cadore mindestens in 2150 m anzusetzen ist. Höher noch ergibt sie sich weiter oberhalb bei Cortina. Am Crepedel, dem nordwestlichen Eckpfeiler des Sorapis, gehen die Rundformen bis 2250 m, fast ebenso hoch (2150 m) am Ostabfall der Tofana. Der Fuss der Cinque Torri im Falzaregothal, wo diese wildgestalteten, turmartigen Überreste eines früher weiter ausgedehnten Dachsteinkalkklotzes auf den weichern Formen des Dolomits aufgesetzt sind, liegt — ob zufällig, sei dahingestellt — in der gleichen Höhe. Etwas höher noch befindet sich die Schliftgrenze östlich des Passes Tre Croci im Bereich des Ansiei bei der Pfalzgauer Hütte des deutschen und österreichischen Alpenvereins, wo die östlichen Ausläufer des Gipfels La Cedel (2768 m) im Sorapisthal bis 2300—2400 m trefflich gerundet sind. Eis floss von hier über den Pass Tre Croci nach Westen über; gleich östlich dieses Passes findet sich ein Gletscherschliff, der hinauf zur Höhe weist, die auf der Karte die Höhenzahl 1872 m trägt. Bei Ospitale weiter im Norden unweit der Wasserscheide von Schluderbach ist es die Isohypse von 2300 m, die die rundlichen Formen der tieferen Region von den schroffen der höheren scheidet. Am Abfall der Hohen Gaisel (Croda Rossa) gegen die Plätzwiesen gehen glaciale Rundformen, die nicht von den Kargletschern, sondern nur von einem aus dem Thal von Schluderbach über den Pass nach Norden überfließenden Gletscherarm herrühren können, bis 2350—2400 m. So müssen wir die obere Gletschergrenze bei Cortina in 2250 m, weiter gegen Schluderbach aber, sowie bei Tre Croci und Misurina in 2300—2400 m ansetzen. Der höhere Wert ist uns der wahrscheinlichere. Darauf weist die Thatsache, dass trotz des bequemen Weges kein Eis aus dem nördlich angrenzenden bis 2400 m hoch mit Eismassen erfüllten Pusterthal ins Höhlensteinthal und ins Becken von Cortina eindrang. Im ganzen Einzugsgebiet des Boite ist auch nicht ein Urgebirgs-geschiebe aus dem Pusterthal zu finden. Taramellis Annahme, dass Pusterthalgesteine über Schluderbach ins Boitethal eingedrungen und so ins Piavethal gelangt sein, erweist sich also als nicht berechtigt. Es bestand ein Hinderniss, das dem Pusterthalgletscher den Eintritt wehrte, und dieses Hinderniss kann nur in der grossen Lokalvergletscherung der Schluderbacher Dolomiten gesucht werden, deren Niveau sonach etwas höher gelegen haben muss, als die Eisoberfläche im Pusterthale. Die Mächtigkeit des Eises betrug bei Schluderbach und bei Cortina rund 1000 m. Aus ihm heraus erhoben sich inselartig mit schroffen Wänden die einzelnen Dolomitklötze.

Überfließen des Pusterthalgletschers nach Süden über den Kreuzberg.

Etwas anders lagen die Verhältnisse weiter im Osten. Hier drang aus dem Sextener Thal, wo am Helm die Eisoberfläche in rund 2200—2300 m lag (siehe oben S. 854), Pusterthaleis über den Kreuzberg (1638 m) ins Comelico und durch dieses ins obere Piavethal ein. Der Pass ist jedenfalls in grösserer Mächtigkeit überflossen worden, wie die Rundformen lehren, die bis mindestens 2000 m Höhe gehen. In der gleichen Höhe stellte Geyer (Text zu Blatt Sillian S. 48) Moräne auf dem M. Spinola fest. Auf diesem Wege gelangten erratische Gesteine aus dem Pusterthal — Granite, kristalline Schiefer — ins Piavegebiet, die sich von hier abwärts bis in die Endmoränen von Vittorio verfolgen lassen, wo sie jedoch ausserordentlich selten sind. Aus dem

Comelico selbst wurden die so charakteristischen Blöcke des permischen Quarz-Konglomerates (Verrucano) verfrachtet. Eine grosse Zahl dieser Gesteine wurde allerdings dem Piavegletscher dadurch wieder entzogen, dass dieser über den Mauriapass zum Tagliamentogletscher überfloss. An der Vereinigung des Boite- und des Piavethales im Becken von Pieve di Cadore lag die Gletscheroberfläche schon weit tiefer. Erratische Blöcke liegen nach Prochaska (Nitt. D. u. Oe. A. V. 1895 S. 260) auf dem M. Tranego (1848 m). An dem östlich sich erhebenden Picco di Roda gehen gerundete Formen bis 1800 m, ein wenig höher (1850) am Ausgang des Cridolathales, eines Seitenthals des weiter nördlich vom Mauriapass gegen das Becken von Pieve ziehenden Mauriathals.

Obere Gletschergrenze im Cordevoethal, im Primör- und Vanoithal.

Weniger hoch als im Boite- und oberen Piavethal stand das Eis im westlich angrenzenden Cordevoethal. Das zeigt schon die Tatsache, dass Eis vom Boitethal über die Forcella-Forada ins Cordevogebiet in 2100 m Höhe überfloss. Bei Cencenighe unterhalb des Aleghesees tritt uns in den Formen des Abfalls des aus Wengener Dolomit aufgebauten Monte Alto di Pelsa die Schlifffgrenze in rund 1500—1600 m Höhe entgegen: oberhalb schroffe Wände, unterhalb eine ausgezeichnete Rundbuckellandschaft. Südwestlich von Agordo fand ich am Armarolo, der von Phyllit zusammengesetzt wird, in 1440 m Höhe ein erratisches grünes Massengestein, sowie Dolomit-Geschiebe. Die Gletschergrenze im Becken von Agordo dürfte in der Tat auch nach den Formen der Gehänge am Eingang in das Durchbruchthal unterhalb Agordo zu urteilen, etwa in dieser Höhe gelegen haben.¹⁾

Nicht wesentlich tiefer lag die Eisoberfläche in dem vom Cismon durchflossenen Primörthal (Val Primiero). Von Norden trat in dieses Thal über den Rollepasp (1984 m), wie über den 3 km weiter westlich liegenden Colbricon-Pass (1902 m) Eis aus dem Val Travignolo und damit aus dem Thalsystem der Avisio über. Die Schlifffgrenze liegt hier in 2150—2200 m Höhe.

Der Rücken 2207 m der Specialkarte (Blatt 20 V) ist auf der Nordwest-Seite deutlich gerundet; geschliffene Platten mit tiefen Furchen, die gegen Osten zum Pass hin aufsteigen, gehen bis etwas unterhalb des Punktes 2207 und zeigen durch ihre Formen eine Bewegung des Eises von Westen nach Osten über den Pass hinweg an. Der Gipfel der Cavalazza ragt über die Schlifffgrenze hinaus, die sich auch am Colbricon deutlich in 2150—2200 m ausprägt.

Das von Glimmerschiefer aufgebaute westliche Gehänge des Primörthales weist gelegentlich zerstreute erratische Porphyrgeschiebe auf, die ich jedoch beim Aufstieg zur Malga Crel nur bis rund 1500 verfolgen konnte. 70 m unterhalb der Forcella di Calaita (1649 m), also in 1580 m tritt eine deutliche Ufermoräne des Cismongletschers auf. Auf dem Pass selbst zeigen sich Spuren von Moränen. Wesentlich höher als der Pass hat das Eis aber nach den glatten mit Schutthaldden bedeckten Gehängen zu urteilen, nicht gereicht. Für eine rasche Senkung des Eisniveaus spricht auch, dass 5 km weiter unterhalb beim Aufstieg von Fiera di Primiero zum Pass Cereda (1357 m) Moräne nur bis 1150 m empir beobachtet wurde; der Pass selbst ist vom Eis nicht

¹⁾ A. Rossi gibt am „Monte Imperina“ die erratische Grenze zu 1600 m an (Bull. Soc. Veneto-Trentina 1881 S. 196); ich habe die Lokalität weder auf der Tavoletta noch auf der Karte 1 : 75000 finden können. Im Val Imperina findet sich ein grosser nach der Königin Margherita genannter erratischer Block (v. Mojsisovics, Dolomitriffe S. 343.)

erreicht, geschweige denn überschritten worden. Er ist über und über mit Schuttkegeln verschüttet. Die ihn begrenzenden Gehänge zeigen nur Wasserwirkung und die gleichmässige Böschung unvergletscherter Höhen. Da die Moränen in 1150 m Höhe von einer Ausstülpung des Hauptgletschers ins Seitenthal abgesetzt wurden, müssen wir die Eisoberfläche bei Fiera erheblich höher ansetzen. Noch weiter unterhalb, schon im Durchbruchthal der Cismon fand Taramelli ¹⁾ am Nordabhang des M. Pavione, der 5 km südlich von Fiera liegt, häufige erratische Geschiebe bis 700 m, seltenere noch bis 850 m über dem Fluss, was eine Eisoberfläche in 1300 m ergibt.

Diese Bestimmung von Taramelli macht es unwahrscheinlich, dass meine nachfolgenden Beobachtungen der oberen Eisgrenze im benachbarten Vanoithal auf das Maximum der letzten Eiszeit Bezug haben; es dürfte sich wohl um Moränen eines Rückzugsstadiums handeln. Am Ausgang des von der Forcella di Calaita herabziehenden Val Lozen erscheinen mächtige Moränen des Vanoigletschers in rund 1000 m Höhe, 400 m über der Sohle des Vanoithales. Sie bilden hier die Akkumulationsbasis für Schuttkegel, die sich aus den zahlreichen Schluchten auf die Moräne hinauslegen. Der Lozen-Bach hat in seinem Einschnitt diese Ablagerungen in trefflicher Weise entblösst: Es handelt sich um eine Verbauung des unteren Lozentales durch den Vanoigletscher die Ablagerungen zeigen alle Eigenschaften einer solchen Verbauung, vor allem mehrfach Deltastruktur. Das obere Niveau senkt sich vom Vanoithal fort ins Seitenthal hinein.

Obere Gletschergrenze im Val Sugana.

Zeichnen sich die oberen Teile des Thalsystems der Piave, des Cordevole, des Cismon und des Vanoi durch breite offene Thäler aus, so schliessen sich thalabwärts durchweg wilde Schluchten an. Unterhalb des Beckens von Pieve di Cadore folgt ein über 30 km langes, von steilen Wänden begrenztes schmales Thalstück bis zum Becken von Belluno. Schmäler noch und wilder ist die Schlucht des Cordevole, die ihn aus dem Becken von Agordo hinaus ebenfalls ins Becken von Belluno leitet, und geradezu schauerlich wild die Cismonschlucht des Val Schenere unterhalb des Beckens von Primör, mit der sich die Vanoisschlucht vereinigt und die bei Fonzaso in den westlichen Ausläufer des Beckens von Belluno hinaustritt.

Unterhalb dieser Schluchten bot das Becken von Belluno den Eismassen der genannten drei Querthäler ein natürliches Sammelbecken dar. Da in seiner westlichen Fortsetzung das breite offene Val Sugana liegt, das Eis vom Etschgletscher erhielt, so entwickelte sich hier dicht am Alpenrand und von diesem im Westen durch die Hochfläche der Sette Comuni, in der Mitte durch die Gruppe des M. Grappa, im Osten durch die Kette des Col Vicentin getrennt, ein nicht weniger als rund 100 km langer, in seiner Breite zwischen 17 und 3 km schwankender von Westen nach Osten gestreckter See von Eis.

Die Eisoberfläche senkte sich in diesem Thalzug von Westen wie von Osten her gegen den Eingang ins Durchbruchthal der Piave hin.

Wir sahen oben (S. 862), dass Eis vom Etschgletscher bei Trient sich abzweigte und über die Thalwasserscheide von Pergine ins Brentathal überfloss. Hier am Eingang ins Val Sugana bestimmte Penck seine Oberfläche bei Caldonazzo noch in 1550 m. Bei Strigno fand Herr Dr. Trener noch in fast 1400 m Höhe erratisches Material auf dem M. Lefre (1382 m). Die Oberfläche des Gletschers, dem die Eismassen der nördlichen Thäler der Cima d'Asta zukamen, erniedrigte sich weiter nach

1) Appunti geologici sulla provincia di Belluno. Atti Soc. Ital. Sc. nat. XXI, 1879, S. 38 S.-A.

Osten, sodass rund 20 km unterhalb Strigno ihre Oberfläche beim Eintritt in das Querthal der Brenta in 1000—1100 m Höhe lag. Das ergibt ein Gefälle von 15—20 ‰.

Die erraticen Gesteine der schönen Ufermoräne von Enego am rechten Gehänge des Brentathales in rund 800 m Höhe südlich von Primolano hat schon Catullo beobachtet (*Dei massi erratici che si veggono sui monti dello Stato Veneto. Atti R. Istit. Veneto (1) 1840 S.-A. S. 5*). Secco schildert die Ufermoräne (*Guida geologico-alpino dei dintorni di Bassano. Bassano, 1880*) und Negri fand etwas weiter thalaufwärts am Nordostabhang des M. Lisser eine nicht minder schöne bei Scatoli und Frizzon (972 m) in rund 1000 m (*L'Anfiteatro morenico del Astico. Atti R. Istituto Veneto (6) V S. 6 S.-A.*) Auf dem Colle del Gallo zwischen Brenta und Cison gehen nach Negri Moränen bis auf den Kamm (879 m). Berücksichtigen wir die Wölbung, die ein Gletscher stets unterhalb der Schneegrenze bei stationärem Zustand aufweisen muss, so müssen wir die Eishöhe bei Primolano in 1050—1100 m veranschlagen. Höher lag sie wohl nicht; denn wie mir Herr Dr. Tren'er mitteilt, hat er bei seiner geologischen Aufnahme im Bereich der Costa Alta nichts Erratisches gefunden.

Eishöhe in der Umgebung von Fonzaso und Feltre.

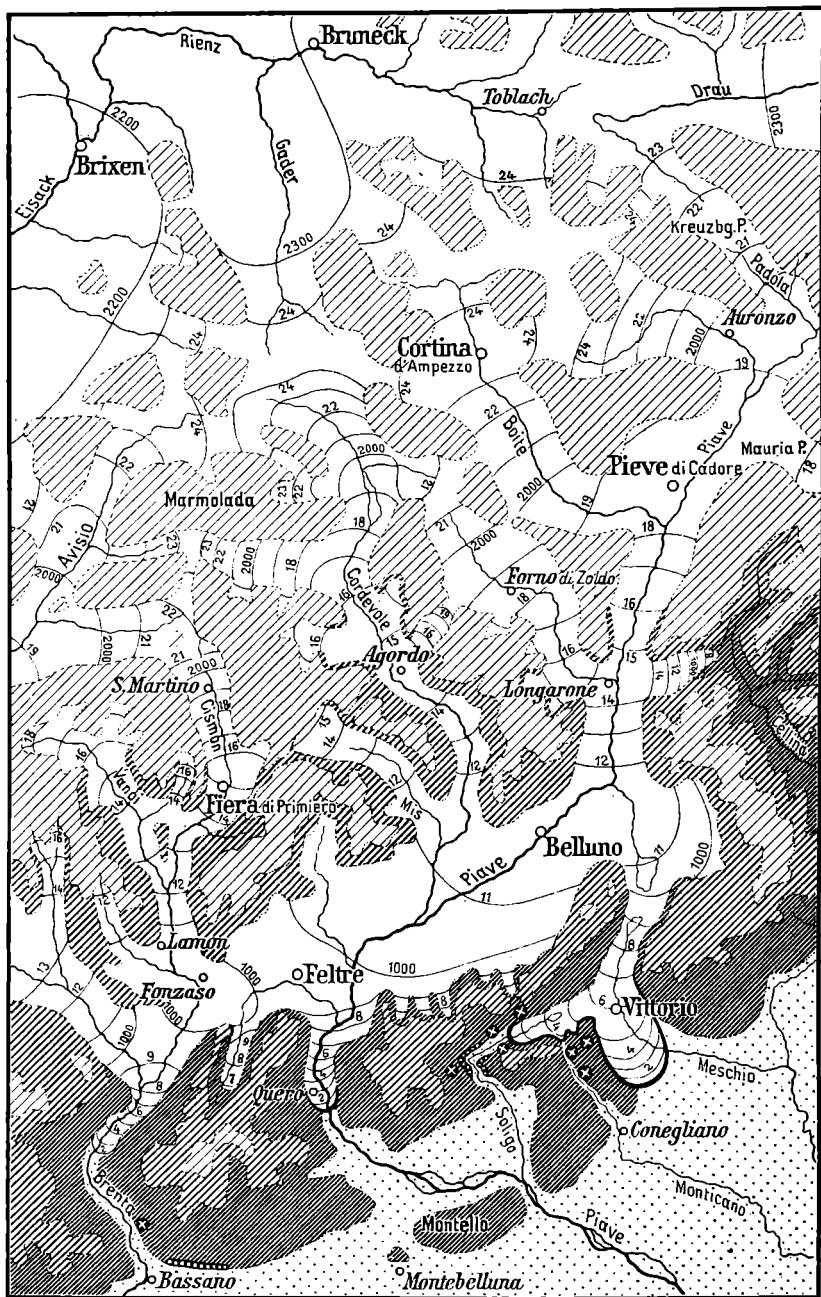
Gehen wir weiter nach Osten, so finden wir hier die Eisoberfläche nur wenig niedriger. Am M. Roncone, der zwischen dem Cisonthal und dem Val-Stizzone gegen Fonzaso vorspringt, liegt sie noch in 1050 m Höhe, im nördlich angrenzenden Becken von Lamon ungefähr in gleicher Höhe. Bei Feltre bestimmte ich sie in 900 m.








Südlich von Fonzaso fand Rossi (a. a. o. S. 196) auf dem Pass Bolet (1050 m; zwischen Colle dei Fanghi und Colle Indrighett der Tavoletta), der südlich vom M. Roncone einen Übergang vom Cisonthal ins Val Stizzone ermöglicht, Blöcke paläozoischer Gesteine, am Tomatico Cismongesteine an den steilen Gehängen der Lesena und des Pracorf und Pracorvetto (S. 197, 200).

Taramelli (*Appunti geol. sulla Provincia di Belluno. Atti Soc. Ital. Sc. nat. XXI, 1879 S. 90 S.-A.*) gibt Moränen in Wallform im Bereich des Beckens von Lamon am Nordabhang des M. Avena oberhalb Faller und Servo — ich beobachtete gekritzte Geschiebe auch am Wege von Zorzi nach Servo —, ferner oberhalb Arina (756 m) westlich von Lamon. Herr Dr. Trener fand Schotter und Sande mit Erratum auf dem Col Falcone (862 m), wie er mir freundlichst mitteilt. Am Wege von Feltre über Pedevena zum Col di Croce d'Aune (1064 m) beobachtete ich Ufermoränen im Thal des Torrente Porsida bis über 900 m Höhe; an ihrem Aufbau beteiligen sich wesentlich die aus dem Cordevoethal stammenden kristallinen Gesteine der Cima d'Astagruppe; ihr Material sticht scharf von dem einförmigen Kalkschutt am Gehänge weiter oberhalb ab. Die Kante der Ufermoräne senkt sich deutlich thalaufwärts; die Moräne ist sonach von einer Ausstülpung abgelagert, die das im Becken von Belluno liegende Eis in das kleine Porsidathal hinein erstreckte. In gleicher Höhe gibt Hoernes (a. a. O. S. 471) das Vorkommen von Granit- und Quarzporphyrgeschieben auf der Alpe Grassura im Hintergrund des Val di Martino, nördlich von Pedevena, an; er nimmt an, dass sie über die Pässe des Feltrinischen Hochgebirges aus dem Primör herüber getragen wurden, was ich nach der erraticen Grenze im Primör, die weit unterhalb der Höhe jener Pässe bleibt, für ausgeschlossen halten möchte; sie können nur durch von Süden thalaufwärts eindringendes Eis gebracht worden sein.

Eishöhe im östlichen Teil des Beckens von Belluno.

Im Ostflügel des Beckens von Belluno gehen die Gletscherspuren etwas höher. Rundformen reichen am westlichen Ausläufer des M. Dolado (1940 m), der sich als Eckpfeiler am Ausgang des Piavethales ins Becken von Belluno erhebt, fast bis 1200 m empor. Am M. Pascolet (1280 m), einem nach Norden vorgeschobenen Ausläufer des M. Faverghera westlich des Sees von S. Croce, liegt die Schlifffgrenze in rund 1100 m Höhe. Ungefähr in gleicher Höhe finden sich Ufermoränen östlich des ge-



Gebiete außerhalb der großen Eisströme:  über 1600  1000-1600  unt. 1000m.
 Jung-Endmoränenvälie  Niederterrassen  Ältere Moränen  Ältere Glacialschotter

5 0 10 20 30 40 50 Km.

Karte des Brenta- und des Piavegletschers 1: 700000.

nannten Sees auf der Hochfläche von Alpagò, die Taramelli ¹⁾ beschreibt, die höchste bei Spert in 1070 m. An der Fahrstrasse von hier auf das Plateau des Bosco del Cansiglio gehen nach dem gleichen Beobachter die erratischen Blöcke bis zur Kapelle S. Antonio (1050 m) ²⁾. An diese Ufermoränen lehnen sich an manchen Stellen grosse Schutthalden, die von den umgebenden Höhen niedergehen. In 1100 m Höhe müssen wir sonach die Oberfläche der Gletscherzunge ansetzen, die in das Thal von S. Croce eindrang.

L. Marson (Boll. Soc. Geografica Ital. (4) IV, 1903, S. 989) fand noch 7 km südlich der Kapelle S. Antonio auf dem Bosco del Cansiglio südlich vom königlichen Jagdhaus in 1100 m Höhe stark verwittertes Moränenmaterial mit Urgebirgsgeschieben, das offenbar einer ältern Eiszeit angehört als die frischen Moränen bei Spert; damals muss die Eisoberfläche bei Alpagò noch höher gestanden haben, so dass eine Zunge ins Piano del Cansiglio eindrang.

Im Becken von Belluno nahm die Eishöhe nach Westen nur wenig ab. Ufermoränen, die R. Hoernes ³⁾ und Taramelli ⁴⁾ schildern und auf ihren geologischen Karten darstellen, finden sich in grosser Ausdehnung auf dem Nordwestabhang der Kette der Faverghera und des Col Vicentin, die das Becken von Belluno nach Süden hin begrenzt. An der Faverghera verfolgte Taramelli Moränen bis zum Col di Gatt (wohl entsprechend der C'na Gatt der Tavoletta, 968 m), südlich von Mel bis Costa dell'Erba. Als mittlere Höhe giebt er 850 m an. Die obere Grenze steht dabei hier, wie schon Hoernes bemerkte, in enger Abhängigkeit von der Bodengestalt: In die Thälchen, die gegen das Becken von Belluno herabziehen, stülpten sich Eiszungen aus, deren Oberfläche sich thalaufwärts, also mit zunehmender Entfernung vom Hauptkörper des Gletschers, rasch senkte, wie der Verlauf der Ufermoränen zeigt (vgl. beistehende Karte).

So liegt die obere Moränengrenze im Hintergrund des Val del Bogion bei St. Ubaldo, wo sich der bequemste Übergang aus dem Becken von Belluno nach dem südlich der Kette gelegenen Längsthal des Valmarino findet, etwa in der Höhe der Wasserscheide in rund 710 m, also 150 m tiefer als an den links und rechts des Val del Bogion in das Becken von Belluno vorspringenden Rücken. Keine Einigkeit herrscht darüber, ob in der letzten Eiszeit (Zeit der Amphitheater) der Pass von S. Ubaldo (708 m) selbst vom Gletscher überschritten worden ist oder nicht. Hoernes (Glacialerscheinungen in der Umgebung von Belluno und Serravalle. Zeitschr. d. D. u. Oe. Alpenvereins. 1878 S. 143, 147), der auf der Passhöhe erratische Blöcke fand, behauptet es, Taramelli stellt es 1882 in Abrede. Nach den Beobachtungen von Marson (a. a. O. S. 995) dürfte es aber doch der Fall gewesen sein. Derselbe hat einige Beobachtungen über Erratica in dem vom Pass von S. Ubaldo nach Süden ziehenden Thal des T. Gravon mitgeteilt, die dafür sprechen, wenn auch seine Auffassung der Endmoräne von Toveña im Valmarino als Endmoräne dieses Gravon-Armes des Piavegletschers sicher falsch ist (siehe unten S. 970). In derselben Richtung weisen die Beobachtungen von Toniolo (Traccie glaciali in Fadalto e Valmareno. Atti

1) Note illustrative alla carta geologica della Provincia di Belluno. Pavia, 1883 S. 164 und Karte. — Geologia delle Provincie Venete. Memorie R. Accad. dei Lincei (3) XIII, 1882 S. 221 S.-A. Das Auftreten erratischer Gesteine hat als erster hier Catullo beschrieben (Dei massi erratici etc. Atti R. Ist. Veneto (1) I 1840 S. 3 S.-A.) Er erkannte auch die Herkunft des grossen Granitblockes bei Farro d'Alpagò aus Tirol.

2) Auf der alten Karte von Venezien 1 : 75000 angegeben, fehlt auf den neuen. Höhe nach der Tavoletta bestimmt. Taramelli gibt sie zu gross an.

3) v. Mojsisovics, Dolomitriffe von Südtirol. S. 469 u. a. O.

4) Geologia delle Provincie Venete S. 219; Note illustrative alla Carta geologica della Provincia di Belluno. S. 164.

Soc. Toscana di Sc. Nat. Pisa, Mem. XXI S. 22 des S.-A.) Dass der Gletscher den Pass erreichte und dass von hier aus zum mindesten durch Absturz von Eismassen mit Moränenmaterial über die 150 m hohen Wände Erratica in der Würmeiszeit im Gravonthal gelangten, wo sie durch den Bach verschleppt wurden, ist sicher.

Übersicht über die Eishöhe im Längsthalzug von Belluno.

Aus den mitgeteilten Beobachtungen ergibt sich, dass die Eisoberfläche, die im Becken von Belluno sich auf 50 km erstreckte, im Westen und im Osten am höchsten lag, nämlich in 1050 und in 1200 m Höhe, am tiefsten aber — in etwa 900 m — am Eingang in das Durchbruchthal der Piave (vgl. die vorstehende Karte). Es ist jedoch trotzdem zweifelhaft, ob Eis aus dem Brentagebiet über Arsiè ins Piavegebiet übertrat und ob ein Teil der Cima d'Asta-Gesteine, die in Massen auf den Hängen der das Becken von Fonzaso und Feltre begrenzenden Berge auftreten, vom Brentagletscher hergeleitet werden darf, dem sie von Lokalgletschern der Cima d'Asta zugeführt wurden. Die Isohypsen der Karte sprechen eher dafür, dass sie vom Cismongletscher stammen. Der gewaltige See von Eis, der das Becken von Belluno erfüllte, tritt hier scharf hervor; zugleich aber zeigt sich klar, dass seine Oberfläche sich nur ganz schwach nach Westen, dagegen weit stärker nach Süden senkte. Dieser Neigung nach Süden entspricht auch die Verfrachtung der erratischen Blöcke und Geschiebe. Die erratischen Gesteine des oberen Piavethals gelangten quer über den Ostteil des Beckens von Belluno hindurch nach Süden und in die Moränen bei Vittorio. Solche des Cordevoethales überschritten den mittleren Teil des Beckens und strandeten am Nordabhang der Kette des Col Vicentin, z. B. bei S. Ubaldo, wo sie Hoernes, Marson und Toniolo feststellten; ein Teil aber wurde nach SW ins untere Piavethal getragen. Gesteine des Cismonthales endlich kamen ins untere Piavethal, wie ins untere Brentathal.

Die Eisoberfläche befand sich im Becken von Belluno weit unterhalb der Schneegrenze, wie die abgesetzten Ufermoränen zeigen. Sie muss infolgedessen eine Wölbung besessen haben und wir dürfen daher über der Mitte des Beckens für dieselbe eine noch etwas grössere Höhe ansetzen, als sie in den Zahlen oben zum Ausdruck kommt. Die Mächtigkeit des Eises ergibt sich darnach im Becken von Belluno je nach der Örtlichkeit zu 700—800 m.

Gefälle der Eisoberfläche im Piave-, Cordevole- und Primörthal oberhalb des Beckens von Belluno.

Vergleichen wir die Eishöhen im Becken von Belluno mit unseren für die beckenförmig erweiterten Täler oberhalb der Engthäler erhaltenen Werten, so ergibt sich im Piavethal und im Cordevoethal eine gute innere Übereinstimmung. Von Pieve di Cadore, wo das Eisniveau in 1850 m Höhe lag, senkte es sich bis zu der Mündung in das Becken von Belluno um 650 m, was einem Fall von rund 22 ‰ entspricht, im Cordevoethal von Agordo (1450 m) bis zum Belluneser Becken um 300 m, ebenfalls entsprechend einem Fall von rund 20 ‰. Dieses Gefälle ist steiler als oberhalb der Engschluchten. Von Cortina bis Pieve di Cadore beträgt es nur 18 ‰, vom Sextener Thal bis Pieve gar nur 12 ‰, ebenso im Cordevoethal von Cencenighe bis Agordo 16 ‰. Für den Cismongletscher berechne ich zwischen dem Calaita-Pass und dem Nordabhang der M. Pavione ein Gefälle von 30 ‰, zwischen hier und dem Becken von Lamon 40—45 ‰. Die Gefällssteigerung in den Querthälern entspricht der Vermehrung des Widerstandes hier.

In den schmalen, steilwandigen Thälern gelang es nicht, die erratische Grenze zu bestimmen. Nur am Übergang aus dem Piavethal bei Longarone über Erto nach Cimolais ergab sich die Gletschergrenze: Im Becken von Erto, im Hintergrund des Thales des Torrente Vajont treten Moränen, Bänderthone und Schotter auf, die auf ein Ende der Gletscherzunge in rund 750—800 m schliessen lassen. Erto gegenüber erscheint Bänderthon, der in seinen oberen Teilen gekritzte Geschiebe führt und schliesslich in Schotter mit schräger, z. T. nach S, z. T. unregelmässig deltaartig fallender Schichtung übergeht. Das Hangende dieser Deltaschichten wird von horizontal geschichteten verfestigten Schottern gebildet. Es handelt sich um Ablagerungen einer Eiszunge, die sich aus dem Piavethal ins Vajontthal ausstülpte und zur Zeit ihres Maximalstandes oberhalb Erto in rund 700 m Höhe endigte, und auf deren Ablagerungen sich nachträglich Schuttkegel legten. Der Pass von S. Osvaldo ist vom Eise nicht überschritten worden. Was Taramelli hier als Moräne angibt, sind Bergsturzmassen, die quer über das Thal hinweg liegen. Legen wir für das Piavethal das oben erhaltene Gefälle von 20 ‰ zu Grunde, so erhalten wir für die Gegend von Longarone eine Eishöhe in 1400 m. Für die ins Vajontthal eingedrungene 5–6 km lange wenig mächtige Zunge ergibt sich sonach ein Gefälle von etwas über 100 ‰, ein Wert, der angesichts der Steilheit und Schmalheit des Vajontthales der inneren Wahrscheinlichkeit nicht entbehrt. Es entspricht das dem Gefälle des Aletschgletschers in seinem untern Teil, doch abgesehen von seinem noch weit steiler geneigten Ende.

Verhältnis des Cismongletschers zum Piavegletscher; fluvioglaciale Ablagerungen von Lamon.

Viel diskutiert worden ist die Frage, ob der Cismongletscher zur Zeit der Bildung der Moränenamphitheater, also zur Zeit unserer Würmvergletscherung, sich mit dem Piavegletscher vereinigte oder von demselben getrennt blieb. Taramelli¹⁾ zeichnet auf seiner Karte beide Gletscher getrennt, lässt aber die Frage offen; Rossi²⁾ nimmt wenigstens eine Berührung der Gletscher an. Nach unserer oben gegebenen Zusammenstellung der erratischen Höhen können wir an der Vereinigung nicht zweifeln (vergl. Karte). Wohl aber müssen wir den italienischen Forschern beistimmen, dass bald nach Beginn des Rückzuges die vereinigten Gletscher sich trennten. Das legen die Verhältnisse bei Lamon klar.

Getrennt vom westlichen Ausläufer des Beckens von Belluno durch die Höhe des M. Avena und den Rücken im Norden desselben, vom Brentathal durch die Cima di Lan und die von dieser im Bogen gegen den M. Coppolo ziehenden Höhenrücken findet sich hier das kleine Becken von Lamon. Dieses Becken ist von mächtigen Anschwemmungen des Cismon erfüllt, die schon Taramelli kurz beschreibt. Sie setzen rund 200 m über dem Fluss weite Terrassenflächen von ausgezeichnet ebener Form zusammen; rechts des Cismon steht darauf das Dorf Lamon, links desselben das Dorf Zorzo. Die Terrassenstücke besitzen ein Gefälle nach Süden vom Austritt der Cismonschlucht weg. Ihre Oberfläche liegt oberhalb Zorzo am äussersten Punkt, bis zu dem sich die Terrasse aufwärts verfolgen lässt, in 625 m, östlich von Sorriba in 600 m. Die Höhen am rechten Gehänge bei Lamon entsprechen dem; südlich von diesem Ort ist die Terrasse bis oberhalb der Casa Denat zu verfolgen, wo ihre Kante in 580 m liegt. Es ergibt sich von Zorzo bis zum südlichsten, 3–5 km entfernten Punkt ein Gefälle von 13 ‰, also ein Gefälle, wie es Schuttkegeln kleiner Alpenflüsse eigen ist. Die frische ebene Form der Oberfläche der Schotterfläche, wie das völlige Fehlen von Moräne lehren, dass kein Gletscher die Ablagerung betreten hat. Die Hügel, die sich an einigen Stellen aus der Ebene herausheben, bestehen aus Fels, der durch den Schotter durchragt. Diese ausgedehnte, an ihrer breitesten Stelle nahezu 3 km

1) Geologia delle provincie Venete. 1882 S. 218 S.-A.

2) Bull. Soc. Veneto-Trentina Sc. nat. 1881 S. 194.

breite Anhäufung ist heute vom Cismon und den ihm zueilenden Bächen durch wilde z. T. unzugängliche Schluchten zerschnitten. Hier sieht man, dass die Terrasse aus Cismon-Kiesen und -Sanden in einer Mächtigkeit von nahezu 200 m aufgebaut ist.

Der Schotter ist, wie z. B. im Valle Molino, das 1 km nördlich von Lamon zur Cismonschlucht hinabführt, beobachtet werden kann, horizontal geschichtet, ohne eine Spur von gekritzten Geschieben, stellenweise sehr sandig. Gesteine der Cima d'Asta-Gruppe spielen in ihm eine Hauptrolle, doch finden sich auch Kalke der Pala-Gruppe. Die Mächtigkeit des Schotters wechselt, da er ein altes Thal verschüttet hat, dessen tiefste Linie der Fluss beim Wiedereinschneiden nicht überall wieder getroffen hat. Die Felsoberfläche, auf der die Kiese ruhen, wurde an einigen Stellen gewaschen, aber nirgends geschliffen gefunden. Ebenso wurde keine liegende Moräne wahrgenommen.

Im jungen Einschnitt, den der Cismon in diese Thalausfüllung gerissen hat, tritt in spärlichen Resten dicht über dem Fluss noch eine zweite weit jüngere Akkumulationsterrasse auf, die aus weit größerem Schotter besteht. Dieser Schotter setzt sich bis unterhalb Fonzaso, stets in geringer Höhe über dem Fluss und horizontal geschichtet, fort.

Unmittelbar am Austritt des Cismon aus seiner Schlucht in das Becken von Belluno steht, z. T. unter Gehängeschutt des M. Avena begraben, bis gegen Fonzaso hin, 30—40 m über dem Fluß sich erhebend — also wesentlich höher als der oben erwähnte tief liegende Schotter am Cismon — eine andere Schotterablagerung an; ihre oberen Schichten sind verfestigt und horizontal, ihre unteren locker und deutlich schräg geschichtet mit einem Fallen thalabwärts: Es ist ein Delta des Cismon, das in die Bucht von Fonzaso hineingeworfen wurde, als hier etwa 20 m über dem heutigen Flussniveau ein See aufgedämmt war. Taramelli (S. 218) spricht diese Bildung wohl wegen ihrer schrägen Schichtung, mit Unrecht als Pliocän an. Die Niveaudifferenz von mehr als 200 m zeigt, dass dieser Schotter mit dem hohen von Lamon nicht gleichaltrig sein kann. Gleichwohl gibt er uns einen wichtigen Fingerzeig: es dürfte sich bei beiden Schottern um eine Staubildung handeln, wobei sich allerdings das stauende Hindernis in verschiedener Höhe befand. Nur so ist die Ablagerung der Schotter von Lamon 260 m über der Thalsole bei Fonzaso zu erklären. Den Stau kann offenbar nur der bei Fonzaso liegende Brenta-Piavegletscher ausgeübt haben. Der Gletscherarm der zwischen Feltre und Primolano die Verbindung von Piave- und Brentagletscher herstellte, erfüllte das Becken von Fonzaso und staute in einer Zeit des Rückzuges, als der Cismongletscher schon zurückgegangen war, den Torrente Cismon und zwang ihn, seine Kiesmassen bei Lamon abzusetzen.

Auffallend ist, dass die Schottermassen von Lamon nicht direkt den Charakter von Absätzen in einem stehenden Gewässer aufweisen, wenn sie auch z. T. stark sandig sind. Auch die scharf geneigte Oberfläche spricht nicht für Absatz in einem See. Der ganze Habitus erinnerte mich lebhaft an die Inntalterrasse, deren Entstehung Penck (siehe oben S. 333) auch auf einen Stau durch den Zillertaler Gletscher zurückführt. Es spricht das alles dafür, dass die Ablagerung während eines neuerlichen Vorstosses entstand, wobei das Eis allmählich bei Fonzaso anschwell und so allmählich den Cismon immer höher staute, ohne dass es zur Seebildung kam.

Ende des Brentagletschers.

Aus dem langgestreckten Thalzug des Beckens von Belluno führen drei Querthäler hinaus ins Alpenvorland: unterhalb Primolano das Brentathal, unterhalb Feltre das Piavethal und südöstlich von Belluno das Fadaltothal. Alle drei Querthäler sind von den Eismassen, die sich im Becken von Belluno gesammelt hatten, als Abflussrinnen benutzt worden. Wir fanden (S. 960) bei Primolano eine Ufermoräne des Brentagletschers in 980 m, die auf eine Mächtigkeit des Eises von 800 m schliessen lässt. Es muss sich

also eine Gletscherzunge noch eine Strecke weit in das sich bald zur Schlucht verschmälernde Brentathal hinein erstreckt haben. Allein nirgends konnte ich im Thal Moränen finden. Auch an den Gehängen suchte ich vergebens; sie sind so steil, dass sie keine Gelegenheit zum Haftenbleiben von Moränenmaterial geboten haben. Nur eine einzige Ablagerung fand ich, die ich als Moräne anzusprechen geneigt wäre; doch fehlen ihr gekritzte Geschiebe. Nördlich von Solagna tritt etwa 70 m über dem Fluss, also in 240 m Höhe, ein verfestigter Schotter mit grossen Blöcken auf, den in der Tat auch Sacco¹⁾ als Endmoräne des Brentagletschers deuten möchte.

Dieses Conglomerat, das von Secco²⁾ zum Pliocän gestellt wird, setzt die Terrasse von Bresage zusammen. Ein schlechter Fahrweg führt etwas oberhalb Solagna zum Aufschluss. Das Conglomerat ist in seinen unteren Partien deutlich horizontal, in seinen oberen mehr unregelmässig und z. T. schräg geschichtet. Es enthält Granit, Porphyr, Glimmerschiefer, z. T. grosse Blöcke, vor allem solche von Kalkstein; letztere sind oft nicht gerollt. Gekritzte Geschiebe fand ich nicht. Die Verfestigung ist meist stark. Das Conglomerat ist 25 m mächtig und ruht auf einer undurchlässigen Schicht, die sich als Quellhorizont geltend macht, einem rötlichen Lehm mit zahllosen Porphyrfragmenten und gelegentlichen kleinen eckigen Kalksteinbrocken. Weiter nördlich erscheinen am Thalgehänge mehrfach Gehänge-Breccien mit schöner Übergusschichtung.

Dass die von Omboni geschilderte Endmoräne von Gallio auf dem Plateau der Sette Comuni nicht von einem von Osten durch das Val Frenzela aufgestiegenen Ast des Brentagletschers abgelagert wurde, sondern von einem von Norden eingedrungenen, wurde schon S. 863 gesagt.

Die Moränen, die Secco westlich von Bassano angibt, sind spärliche Reste der Hochterrasse, die über die Niederterrasse hinausragt; die vom gleichen Autor und von Rossi (a. a. O. S. 193) als Moränen bezeichneten Ablagerungen bei C. Michiele, S. Nazario usw. in der Schlucht der Brenta sind konglomerierte grobe Schotter. Da A. Balestra (Sullo sviluppo dell' antico ghiacciaio del Brenta. Boll. Club Alpino Bassanese I 1893/95) Secco eingehend widerlegt hat, verzichten wir auf die Mitteilung aller unserer Beobachtungen.

Niederterrassenschotter an der Brenta.

Dass der Brentagletscher nicht aus dem Brentathal auf das Alpenvorland hinausgetreten ist, lehrt die Verbreitung des Niederterrassenschotters. Bassano (130 m), gerade am Ausgang des Brentathales, steht auf der Niederterrasse, die sich von hier in einheitlicher Weise mit 5—6 ‰ Gefälle nach Süden senkt. Noch an der Strasse bei Pove, schon im Brentathal selbst, ist sie gut entwickelt (Oberfläche in 155 m); hier wie auch an anderen Stellen sind sekundäre Erosionsterassen in die einheitliche Fläche eingeschnitten. Eine mächtige Verwitterungsschicht fehlt auf der Schotterfläche. Wohl aber tritt uns eine solche überall entgegen, wo wir über das Niveau der weit ausgedehnten Niederterrasse emporsteigen. Somit kann am jungen Alter unserer Schotter kein Zweifel bestehen. Das oben geschilderte Konglomerat von Solagna ragt mit seiner Oberfläche ca. 70 m über das Niveau der Niederterrasse hinaus und mit seiner Sohle immer noch 40—50 m. Es dürfte daher seiner Lage nach nicht als Moräne der Würm-Eiszeit, sondern als solche einer älteren Eiszeit anzusprechen sein.

Oberhalb Pove finden sich zwar auch hier und da im Thal kleine Reste einer Schotterterrasse, die sich jedoch nur wenig über den Fluss erheben und einem weit tiefern Niveau angehören als die Niederterrasse, so kurz unterhalb S. Nazario, bei Merlo, bei Carpané; es handelt sich hier um postglaciale Akkumulationen der Brenta.

Da wir bei Pove die intakte Niederterrasse vor uns haben, muss das Ende des Brentagletschers weiter oberhalb gelegen haben, wo, lässt sich nicht mehr bestimmen

1) Gli anfiteatri morenici del Veneto. Turin, 1899. Karte.

2) Guida geologico-alpina di Bassano. Bassano, 1880.

Spärliche Ablagerungen der Älteren Eiszeiten an der Brenta.

Das moränenverdächtige Konglomerat von Solagna ist fast die einzige uns erhaltene, allerdings etwas zweifelhafte Spur einer früheren Eiszeit. Als Hochterrasse dürfte die Terrasse nordöstlich von Bassano anzusprechen sein, deren 10 m hoher Abfall gegen die Niederterrasse durch die Weiler Negri, Cornaro und Rivoltella gekennzeichnet wird; ihre Zusammensetzung konnte ich nicht feststellen; sie ist mit mächtigem Lehm bedeckt. Die Hügel dahinter bestehen alle aus dislociertem anstehendem Tertiär (Sandstein und Konglomerat, bei Mussolente auch Kalkstein), bedeckt mit mächtigem gelbem porösem Lehm ¹⁾. Als Teile der Hochterrasse erscheinen endlich noch die Hügel (151 m, 163 m) westlich von Bassano, die sich 20—30 m über die hier durch Erosion erniedrigte Niederterrasse erheben und in ihrer Höhe der eben geschilderten mit Lehm bedeckten Terrasse von Rivoltella entsprechen.

Jung-Endmoränen des Piavegletschers im Piavethal.

Das Eis des Piavegletschers, das das Becken von Belluno erfüllte, verliess dieses in zwei Armen. Der eine folgte dem Querthal der Piave durch die Vicentinkette und baute hier das Moränenamphitheater von Quero auf. Der zweite grössere Arm drang durch das Fadalthal ins Alpenvorland und schüttete die Endmoränenwälle des Amphitheaters von Vittorio auf. Von diesem östlichen Arm löste sich, unmittelbar bevor er das Alpenvorland erreichte, noch ein kleiner Zweig ab, der nach Westen in das Valmarino eindrang und hier ein kleines Moränenamphitheater schuf.

Das Amphitheater von Quero hat Rossi ²⁾ eingehend geschildert; ich konnte seine Beobachtungen bestätigen. Beim Aufstieg von der Station Quero-Vas gegen das Dorf Quero erreicht man kurz vor diesem Ort den nördlichsten (jüngsten) der Endmoränenwälle. Quero selbst steht auf dem zweiten und gleich südlich des Orts erhebt sich der dritte, äusserste. Zählt man auch mehr untergeordnete Wälle, so kommt man mit Rossi im ganzen auf etwa 5. Weiterhin fehlen deutliche Wälle. Die ganze Endmoränenzone hat nur eine Breite von etwa 2 km; die Wälle erheben sich rund 100 m über die Piave. Die Moränen enthalten in grosser Zahl Blöcke und Geschiebe von Gneis, Granit, Glimmerschiefer, Melaphyr, Porphyry und zeigen dadurch, dass sie zu einem wesentlichen Teil vom Eis des aus dem Cordevoethal kommenden Zuflusses des Piavegletschers abgelagert worden sind.

Die im Piavethal liegende Gletscherzunge war recht steil. Bei Feltre haben wir die Gletscheroberfläche noch in rund 950 m gefunden. Das ergibt von Feltre bis Quero (270 m) bei 13 km Abstand ein Gefälle von rund 50 ‰. Aber das Gletscherende selbst war weit steiler. Die obere Grenze der Moränen steigt von der Stirnmoräne von Quero nach Norden zu an den Gehängen des Thales rasch an; Sacco beobachtete Moränen am M. Cornella nordwestlich von Quero in 370 m, Rossi solche auf dem M. La Croce bei Vas, 2¹/₂ km nördlich des Gletscherendes, in 450 m. Das ergibt ein Gefälle von 70—80 ‰.

1) Auf dem Hügel von S. Zenone bei Romano fand Rossi (Bull. Soc. Veneto-Trentina 1881 S. 195) grössere Gerölle von Quarzporphyr und Sandstein.

2) Sulla Chiusa di Quero e l'Epoca Glaciale del Piave e del Brenta. Bull. Soc. Veneto-Trentina. 1881. S. 202.

Niederterrassenschotter an der Piave.

An den Endmoränen bei Quero entspringt eine aus frischen, horizontalen Schottern aufgebaute Niederterrasse, deren untere und mittlere Schichten sich noch unter die Endmoränen hinziehen. Die obersten Schichten dieses Schotters führen noch südlich des Endmoränenwalls im Aufschluss oberhalb des Bahnwächterhäuschens unweit der Eisenbahnbrücke bei Fener gekritzte Geschiebe. Hier ist der Schotter in 70 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Alles weist auf seine fluvioglaciale Entstehung hin. Auch am linken Piave-Ufer bei Segusino stellt sich ein Stück Niederterrasse in gleicher Höhe ein. Mit Unterbrechungen lässt sie sich das Piavethal abwärts nach Cornuda (148 m) verfolgen. Hier liegt die Spitze des grossen Schotterkegels, den die glaciale Piave ins Vorland hinaus gebaut hat. Er teilt sich zunächst, sodass ein Schotterstrom im Osten des Montello, jenes eigentümlichen Hügels, der sich quer vor den Ausgang des Piavethals legt, der Piave folgt, einer zwischen dem Montello und der Höhe von Pederiva gegen Biadene zieht, ein dritter endlich die Höhe von Pederiva im Nordwesten umgeht. Alle vereinigen sich erst südlich des Montello zur weiten venezianischen Ebene. Das Gefälle ergibt sich von Fener (250 m) bis Pederobba (200 m) zu 10 ‰, weiterhin bis Cornuda (150 m) zu 7 ‰. Von hierab beträgt es am östlichen Schotterstrang, der der Piave folgt, bis Nervesa (80 m) 4.5 ‰, am mittleren Schotterstrang bis Montebelluna (110 m) 7 ‰, am westlichen bis Altivole (91 m) 6 ‰. Weiterhin südlich des Montello schwankt das Gefälle zwischen 3.5 ‰ an der Piave und 5 ‰ zwischen Montebelluna und Treviso.

In den Niederterrassenschotter hat die Piave ein Thal eingeschnitten, dessen Sohle bei Fener 70 m, bei Cornuda 20 m, bei Nervesa am Ostende des Montello nur noch 8 m unter der Kante der Niederterrasse liegt. Durch seitliche Erosion hat sie es gewaltig verbreitert und dabei an manchen Stellen, so in der Enge des Piavethales zwischen Fener und Pederobba und z. T. auch in der Enge am Ostende des Montello, den Niederterrassenschotter fast ganz entfernt.

Taramelli (Geologia delle provincie Venete S. 220) bezeichnet die unteren ziemlich stark verfestigten Schichten dieses Schotters als Alluvione preglaciale oder interglaciale und stützt das durch einen Fund von Ursus spelaeus, der bei S. Vito unweit Quero in einer Höhle im Schotter gemacht wurde (Note illustrative . . . Belluno. S. 158). Ihm folgt Rossi (a. a. O. S. 203). Da bei S. Vito aber noch ein weit älterer Schotter ansteht, lässt sich das Alter der Ursus-Fundes ohne genaue Fundortangabe nicht bestimmen. Sacco rechnet die verfestigten Bänke des Niederterrassenschotters seinem Villafranchiano zu. Dabei stellt er die oberen Schichten bei Segusino und bei Fener, desgleichen den Schuttkegel von Alano, der bei Fener im Niveau der Niederterrasse ausgeht, als „Diluvium“ zu seinem „Sahariano“, während er weiter unterhalb die Niederterrassen selbst wie auch die zahlreichen in sie eingeschnittenen sekundären Erosionsterrassen mitsamt den recenten Kiesablagerungen der Piave zu seinem Terrazziano stellt. Zu all diesen Trennungen liegt nicht der geringste Anlass vor. Die ganze Bildung ist vielmehr durchaus einheitlich; ich konnte weder Diskordanzerscheinungen noch trennende Schichten, wie etwa einen zwischenlagernden Verwitterungslehm, entdecken, auch nicht an den Aufschlüssen zwischen S. Vito und Vidor, wo der Gegensatz zwischen den verfestigten liegenden und den lockeren hangenden Partien des Schotters besonders scharf zutage tritt. Die Verfestigung knüpft sich nicht an eine bestimmte Grenze. Wir haben diesen Gegensatz zwischen oberen und unteren Schichten derselben Schotterablagerung schon mehrfach kennen gelernt. An der Piave mag er dadurch noch unterstützt werden, dass die unteren Schichten relativ ärmer an Gesteinen der Cima d'Asta-Gruppe sind, wie besonders bei Fener beobachtet wurde. Der Konnex mit den Jung-Endmoränen lässt an der fluvioglacialen Entstehung der ganzen einheitlichen Schottermassen keinen Zweifel.

Altglaciale Spuren im Piavedurchbruch.

Verlässt man die Oberfläche der Niederterrasse, auf der nur ein spärlicher Verwitterungslehm liegt, und steigt z. B. bei Pederobba auf die benachbarten Tertiär-Hügel empor, so stellt sich sofort mächtiger Lehm ein, der alles bedeckt. Doch kommt noch gelegentlich Erraticum vor. Taramelli¹⁾ erwähnt solches aus den Schluchten der Thäler, die im Becken von Alano di Piave 2 km südlich von Quero sich sammeln, und vom Monfenera südlich dieses Beckens, doch ohne ihre Höhe anzugeben. Über die erratischen Vorkommnisse, die Taramelli am Montello, 17 km südlich von Quero, erwähnt, sprechen wir später.

Jung-Endmoränen des Piavegletschers bei Vittorio.

Der östliche Ast des Piavegletschers fand seinen Weg in das Alpenvorland genau in der Verlängerung des Piavethals oberhalb Belluno durch das lapininische Thal über den Fadalto-Pass nach Vittorio. Er schüttete ein überaus schönes und gleichmässig gebautes Moränenamphitheater auf, das merkwürdigerweise erst spät als solches erkannt worden ist.

1883 noch bestreitet Taramelli (Note illustrative alla Carta geologica della Provincia di Belluno. Pavia 1883 S. 163) die Moränennatur der Rücken, die um die weite Ebene von Vittorio sich schlingen, und polemisiert gegen R. Hoernes, der zuerst den Hügel von Colle Umberto als Endmoränenwall ansprach (Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins 1878 S. 147). Ich selbst konstatierte das Amphitheater von Vittorio wie das von Valmarino, das Taramelli ebenfalls verkannt hatte, 1889, (siehe Mitteilungen des D. u. Oe. A.-V. 1890 S. 257, internationale geolog. Karte von Europa, Blatt 31). 1893 beschrieb es Tellini (Sulle tracce lasciate dal ramo orientale dell' antico ghiacciajo del F. Piave. Nota preliminare. Rendiconti R. Accad. dei Lincei. Cl. Sc. fis., mat. e nat. II 1. 8. Jan. 1893; L'anfiteatro morenico di Vittorio nella Provincia di Treviso. Boll. Soc. geologica Ital. XII I. Rom 1893), während Toniolo (a. a. O.) die Moränen des Valmarino monographisch behandelte. Tellinis und Toniolos eingehende Ausführungen stimmen mit meinen Beobachtungen von 1889 überein.

Die Endmoräne, die wenn auch sehr selten krystallinische Gesteine aus dem Pusterthal enthält und besonders an ihrem Süden vorwiegend aus Grundmoränenmaterial aufgebaut ist, beginnt nach Tellini nordöstlich von Vittorio bei Breda di Fregona in 325 m Höhe und zieht östlich von Anzano, wo sie auf Tertiär lagert und von wo an ich sie verfolgte, als scharf ausgesprochener Rücken in südöstlicher Richtung nach Capella, um sich hierauf nach SSW zum Hügel von Colle Umberto zu wenden, der ausschliesslich aus Endmoräne besteht. Nach Süden ist diesem Wall noch ein niedrigerer vorgelagert, der gleich westlich von S. Fior di sopra der grossen Strasse parallel zieht. Am Süden des Hügels von Colle Umberto, dort wo zwischen diesem und den Höhen von Ogliano der Torrente Cervada sich dahin schlängelt, lag der südlichste Punkt der Gletscherzunge. Der Endmoränenwall ist hier unterbrochen, setzt aber auf den Tertiär-Höhen im Westen bei der Casa Rossi sofort wieder ein, um über die Kirche von Ogliano und die von Carpesica nach Norden zu ziehen. Ein zweiter, einem etwas kleineren Stadium des Gletschers angehörender Wall zieht hier in 1 km Abstand dem ersten parallel über Scomigo und scharf sich nördlich von Carpesica dem ersten an.

Dass die Würm-Vergletscherung nicht weiter als bis zu den geschilderten Grenzen reichte, geht aus der starken Lehmbedeckung hervor, die sich beim Überschreiten jener Grenzen auf den Tertiärhöhen sofort einstellt.

1) Geologia delle provincie Venete S. 220; Appunti geologici S. 38.

Das wurde sowohl an dem Ost- als auch an dem Westflügel des Amphitheaters beobachtet. Bei Nasteg, Col Franco, Castello, bei Lorenzo, Punto Gero u. s. f. liegt gelber Lehm, auf den unmittelbar benachbarten Endmoränen bei Casa Rossi, Ogliano, Capella, Anzano usw. hingegen keine Spur davon, sondern nur wenige Zoll braunen Verwitterungslehms; ebenso fehlt der erstere auf dem Schotter bei Conegliano und S. Fior.

Schmal ist im Vergleich zur Ausdehnung der Gletscherzunge das Durchbruchsthal von Serravalle, welches das Eis dicht oberhalb Vittorio zu durchmessen hatte, um die Zunge zu ernähren. Doch ist sicherlich der Rücken Costa di Serravalle hoch hin auf von Eis überflutet worden; hier gibt Taramelli noch in 600 m bei der C. Polze di Sonego Erraticum an¹⁾. Wenn auch dieses nach seiner Lage zur äusseren Moränenzone gehören könnte, so ist doch auch nach den Formen der Costa eine Eishöhe in 600 m sicher; gerade bis zu dieser Höhe erhebt sich auch der westliche Eckpfeiler des Engpasses von Serravalle. Es ergibt sich für den Gletscher hier eine Breite von 4 km bei einer Mächtigkeit in der Mitte von 400 m. Das Eisgefälle betrug von hier in der Mittellinie der Zunge nach dem unweit ihrer Spitze gelegenen Ogliano 50⁰/100. Nach den Seiten fiel die Zunge steiler ab.

Niederterrassenschotter bei Conegliano.

Weite Ebenen von Niederterrassenschotter schliessen sich an den Endmoränenwall von Colle Umberto nach Süden und Südosten an, von S. Fior di sopra (57 m) bis Fontanelle (19 m) mit 3⁰,00 fallend. An zwei Stellen, am Meschio und an der Cervada, greift der Niederterrassenschotter zwischen den Endmoränen thalaufwärts bis ins eigentliche Zungenbecken von Vittorio, das er ganz erfüllt.

Die Niveaueverhältnisse der Schotterfläche innerhalb des Zungenbeckens und ausserhalb desselben stimmen vollständig überein. Und doch ist der Schotter bei S. Fior, der direkt von der äussersten Endmoräne abfließt, etwas älter, als der Schotter der Ebene von Vittorio. Ersterer wurde beim Maximum der Vergletscherung abgesetzt, letzterer erst bei einer Rückzugsphase, als das Eis das Becken von Vittorio schon verlassen hatte. Es erfolgte also keine weitere Akkumulation, aber auch keine Erosion im Bereich der an der äussersten Jung-Endmoräne entspringenden Schotterflächen, als die Schotter des Beckens von Vittorio abgelagert wurden. Die Böschung der Schotterflächen genügte gerade, um die von oben herangebrachten Geschiebe wegzuschaffen. Aber auch ein Zerschneiden der Schotterfelder in Terrassen ist in der Postglacialzeit nicht erfolgt. Die schwachen Flüsse, die sie heute durchströmen, fliessen in Betten, die nur 1—2 m in die Schotterfläche eingesenkt sind, oft aber nicht einmal so viel. Das Gefälle der Schotterflächen, das die mit Geschieben schwer beladenen, durch Eiszufuhr von Norden wasserreichen glacialen Flüsse für ein Gleichgewicht zwischen Last und Kraft brauchten und sich durch Akkumulation herstellten, genügt auch den geschiebearmen, aber zugleich auch wasserarmen heutigen Flüssen hier meist gerade; nur im Unterlauf ist es noch zu klein, sodass die Flüsse heute akkumulieren und daher zwischen Dämme gelegt werden müssen.

Jung-Endmoränen des Piavegletschers im Valmarino.

Bei Serravalle löste sich vom Hauptast des Piavegletschers ein Zweig ab und drang westwärts in das Längsthal des Valmarino ein, das nur durch eine wenige Meter hohe Wasserscheide vom Thal von Serravalle und vom Einzugsgebiet des Meschio getrennt

1) Siehe Tellini a. a. O. S. 10 S.-A.

ist. Diesen Zweig des Piavegletschers hat Toniolo 1905 eingehend geschildert, seine Ablagerungen kartographisch dargestellt, doch ohne ältere und jüngere Bildungen zu trennen. Dieser Gletscherarm hat bei S. Maria auf plattigem Kalk Gletscherschliff, dessen Schrammen in der Thalrichtung laufen, hinterlassen und bei Gai (291 m) einen gewaltigen bogenförmig über das Thal quer hinwegziehenden Moränenwall abgesetzt. Dieser Wall wurde mehrfach, so noch von Marson 1 für die Moräne eines vom Pass von S. Ubaldo herabsteigenden Gletscherarms gehalten. Ein zweiter, der einen kleineren Gletscherstand kennzeichnet, ist etwa 1 km oberhalb bei Soller und C. Tezone angedeutet. Ufermoränen an der südlich begrenzenden Kette setzen die Endmoränenwälle in nordöstlicher Richtung gletscheraufwärts. Der ganze Gletscherarm hatte eine Länge von 10 km und war noch nicht ganz 2 km breit.

Der Jung-Endmoränenwall von Gai, dem als Gegenstück die Endmoräne von Tolmezzo zugehört, schliesst ein wohl ausgesprochenes Zungenbecken thalabwärts ab. Zwei Endmoränen, jeder 1 km lang, haben sich hier im weiten versumpften Thalboden bei S. Maria bei Lago in 226 m Höhe, 45 m unter dem Kamm der Endmoräne von Gai, erhalten. Eine niedrige Thalwasserscheide in 227 m Höhe trennt sie vom T. Pavai, der zum Meschio zueilt; sie wird von den Ablagerungen des Bergsturzes von Revine gebildet. Vor dem Niedergehen dieses Bergsturzes, der postglacial ist, dürfte das ganze Zungenbecken centripetal zum Meschio entwässert worden sein.

Bei Nogarolo (325 m) und bei Tarzo (273 m) überschritten zwei kleine je 1 km lange Eiszungen die Wasserscheide nach Süden zu, warfen hier Moränen auf und veranlassten den Absatz von Niederterrassenschotter im Thal des Torrente Cervano. Dieser führt, wie schon Taramelli²⁾ erkannte, gelegentlich erratiche Gneiss- und Granitgeschiebe Tiroler Herkunft.

Von der Endmoräne von Gai an folgt dem Soligo, der das Thal entwässert, ein Strang von Niederterrassenschotter, auf dessen Oberfläche der Fluss dahinfließt, ohne sein Bett einzuschneiden. Erst in seinem Durchbruchthal durch die südliche Bergkette, 3 km südlich von Follina, beginnt er den Schotter in Niederterrassen zu zerschneiden; diese gehen weiter südlich mit einem Gefälle von 7‰ in die Niederterrassen aus, die wir an der Piave kennen gelernt haben.

Fehlen von Endmoränen im Thal von Santa Croce und am Boden des Beckens von Belluno.

Die doppelten und zum Teil dreifachen Jung-Endmoränen bei Quero, bei Vittorio und bei Gai sind die einzigen, die ich als ausgesprochene Endmoränen, ein stationäres Zungenende des Piavegletschers markierend, gefunden habe. Thalaufwärts dieser Amphitheater fehlen Endmoränen durchaus. Was G. de Mortillet³⁾, R. Hörnes⁴⁾ u. a. im Thal von Santa Croce als Endmoränen beschrieben, verdient diese Bezeichnung nicht, wie schon Taramelli⁵⁾ und v. Mojsisovics (S. 473) betonten. Die

1) Atti IV. Congresso Geografico Italiano. Mailand 1902 Karte S. 113.

2) Passaggiata geologica da Belluno a Conegliano. La Provincia di Belluno No. 59, Mai 1871, S. 4 des S.-A. Vgl. auch oben S. 961.

3) Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes Atti Soc. Ital. Sc. nat. III, 1861, S. 51.

4) Verhandl. k. k. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 297. Zeitschr. d. D. u. Oe. A.-V. 1878 S. 147; ferner bei v. Mojsisovics, Dolomitriffe Südtirols. Wien 1879, S. 473.

5) Note illustrative alla carta geologica della provincia di Belluno. Pavia, 1883, S. 160.

Cima di Fadalto, die heute die Wasserscheide zwischen der Piave und dem Meschio trägt, ist die Ablagerung eines grossen Bergsturzes; die Trümmer stammen ausschliesslich von den benachbarten Höhen. Wirre Anordnung, eckige Form der Trümmer, die eine typische Tomalandschaft, wie sie für Bergstürze charakteristisch ist, aufbauen, lassen keinen Zweifel. Die Abrissnische am Westabhang des M. Costa (1318 m) liegt klar zu Tage. Ebenso ist die Cima Nove im Süden des Lago Morto, die Sacco als Moräne kartiert, das Ablagerungsgebiet von Abstürzen, die von den Wänden des Ostgehänges des Col Vicentin erfolgten.

1873 erwähnt R. Falb die Bergsturnatur der Ablagerungen und führt auf sie die Bildung der lapisinischen Seen zurück (Sirius 1873 Heft IX). Sacco und Marson glauben eine Umlagerung der grossen Bergsturmassen am Fadalto durch den Gletscher annehmen zu sollen, während Magrini (Mem. Soc. Geogr. Ital XII, 1905, S. 200) und Toniolo in ihnen einen postglacialen Bergsturz sehen. Das vollständige Fehlen erraticer Gesteine, das ich 1889 konstatierte, betont auch Futterer (Entstehung der Lapisinischen Seen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1892 S. 123). In neuerer Zeit hat sich auch Hoernes für die Bergsturnatur der Ablagerungen ausgesprochen (Ebenda S. 350).

Auch auf dem welligen Boden des Beckens von Belluno fehlen Endmoränen durchaus. Grundmoräne überzieht allerdings den Boden weithin; aber nirgends ist sie in Wallform aufgehäuft. Anders an den Gehängen der umgebenden Berge. Taramelli¹⁾ führt eine Reihe von Moränen in Wallform erheblich unterhalb der erraticen Grenze an; doch dürften sie nicht zu einem Stadium der grossen Vergletscherung gehören, sondern sich auf verschiedene Stadien verteilen. Sie bilden ein Analogon zu den Endmoränen der grossen Moränenamphitheater an der Nordseite der Alpen oder südlich des Gardasees; nur sind sie der orographischen Verhältnisse wegen nicht in der Ebene neben einander, sondern am Gehänge treppenförmig übereinander gelagert.

F. Fratini, der besonders die Glacialablagerungen der Umgebung von Feltre untersuchte (Sugli antichi ghiacciai del Feltrino. Annuario Soc. degli Alpini Tridentini 1880/81. Rovereto, 1881, S. 195. — Intorno alla Valle del Biotis. Ebenda 1883/84. Rovereto 1884, S. 181), vertrat die Ansicht, dass zwischen Arten und Fonzaso an der Stelle der heutigen Wasserscheide zwischen Brenta und Piave der Moränenwall eines Rückzugsstadiums des Piavegletschers liege, ist aber von G. Dal Piaz (Note sull' epoca glaciale nel Bellunese. Atti Soc. Veneto-Trentina di Sc. nat. (2) II. Padua, 1895, S. 836) widerlegt worden.

Was R. Hoernes (v. Mojsisovics, Dolomitriffe S. 474; s. dort auch die ältere Literatur) bei Mas am Ausgang des Cordevoethales in das Becken von Belluno als Endmoränen beschreibt, ist das Ablagerungsgebiet eines grossen von Norden gefallenen Bergsturzes, wie schon v. Mojsisovics, Taramelli und Rossi richtig erkannten und auch Hoernes (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1892, S. 347) später zugab. Die ausserordentlich seltenen glacialen Geschiebe, — ich selbst habe vergelich nach solchen gesucht — dürften entweder durch Aufschürfung der Grundmoränendecken, auf die die Trümmer fielen, oder durch Mitstürzen von glacialem Material, das am Abhang des Berges lag, von dem der Abbruch erfolgte, in den Schutt gekommen sein, wie v. Mojsisovics vermutet.

Spuren älterer Moränen und Schotter im Bereich der Gletscherzunge von Vittorio.

Die Ablagerungen älterer Eiszeiten im Gebiet der Endmoränen und Schotter des alten Piavegletschers sind ausserordentlich spärlich. Von einer zusammenhängenden Zone von Altmoränen ist nirgends die Rede. Wohl aber finden sich auf den stark

1) Appunti geologici sulla provincia di Belluno. A. a. O. S. 39. — Note illustrative usw. S. 164.

zerschnittenen Tertiärhöhen ausserhalb der geschilderten Jung-Endmoränen kleine Moränenreste. Sie ordnen sich in eine etwa 1 1/2 km breite Zone, die sich rings um die Jung-Endmoränenzone von Vittorio schlingt. Die starke Lehmbedeckung, die in dieser Zone herrscht, charakterisiert sie als Altmoränen.

An der Westseite der Gletscherzunge beobachtete ich 1 1/2 km westlich der äussersten Jung-Endmoräne von Carpesica am Knie der Strasse bei Casa Turbian verfestigte Moräne auf bleichem, stark verwitterten, konglomerierten tertiären Schotter in 140 m Höhe lagernd; Tellini erwähnt ausser diesem auch von Marson (Boll. Soc. Geogr. Ital. (4) IV 1903 S. 34 u. 996) geschilderten Vorkommen noch solche bei der Yilla Gentili unweit Cozzuolo, bei C. alle Bare, bei C Fracas und Mangesa. Das Thal des Monticano bildet die Westgrenze dieser Vorkommnisse.

Tellini unterscheidet Jung-Moränen und Alt-Moränen nicht, obwohl ihm die starke Erosion des äusseren Gürtels auffällt, desgleichen auch Sacco und Marson nicht.

Auch die Zunge von Valmarino hat Reste von Altmoränen bei Cison di Valmarino hinterlassen, die wir weiter unten im Zusammenhang mit den Schottern besprechen werden. Alte Moränenreste beobachtete ferner Toniolo (S. 32) 1 km nördlich von Follina bei den Case Volpera in 300 m Höhe, 100 m über der Thalsole, sowie bei Casa Belvedere, nicht ganz 2 km südwestlich von jenem Ort. Alle diese Vorkommnisse weisen auf eine alte in Valmarino liegende Gletscherzunge hin, die sich 6 km weiter nach Südwesten erstreckte als die Gletscherzunge der Würm-Eiszeit. Das Eis dürfte damals nicht nur in schmalen Zungen wie zur Zeit der Jungmoränen, sondern in erheblicher Breite, wenn auch geringer Mächtigkeit, über den das Valmarino im Süden begrenzenden Höhenzug nach Süden übergeflossen sein. Hier gibt Sacco (a. a. O. Karte) bei Arfanta einen Moränenrest ausserhalb unserer Grenze der Jung-Endmoränen an und ich selbst fand bei Casa Pasi, 1 1/2 km östlich von Corbanese, erratisches Material.

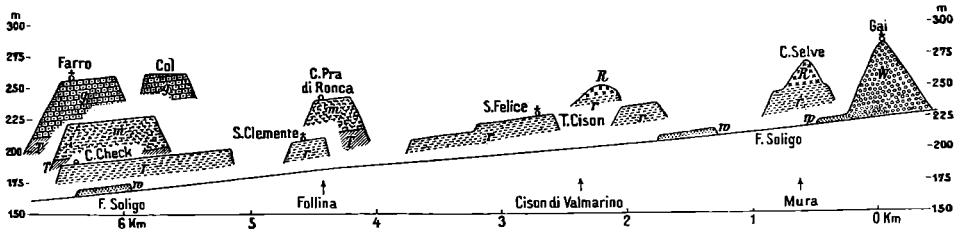


Fig. 123. Die vier Schotter im Valmarino.

W Würm-Moräne. *w* Niederterrassen-Schotter. *R* Riss-Moräne. *r* Hochterrassen-Schotter.

m jüngerer Deckenschotter. *g* älterer Deckenschotter. *T* Grundgestein.

Längenmasstab 1 : 60 000; Höhenmasstab 1 : 6000.

Marson schildert 1903 (S. 997) östlich von der Endmoräne von Colle Umberto bei der Casa Perin das Vorkommen eines stark verwitterten, in Ferretto verwandelten, ungefähr horizontal geschichteten Konglomerates. Es setzt eine niedrige Terrasse zusammen, die nach der Tavoletta sich etwa 7 m über die Niederterrassenfläche erhebt. Da ich das Vorkommnis nicht besucht habe, kann ich nicht entscheiden, ob es sich um Hochterrassen- oder Deckenschotter oder vielleicht auch um eine alte geschichtete Moräne handelt.

Die vier Schotter im Valmarino.

Schotterreste aus älteren Phasen der Quartärzeit sind am vollständigsten im Thal des Soligo, dem Valmarino, erhalten. Unterhalb der grossen Jung-Endmoräne von Gai liegt ein zweiter nur undeutlich entwickelter, mehr verwaschener Moränenwall. In

seinem Liegenden erscheint ein horizontales Konglomerat, das nach unten hin schotterig wird. Dieses Konglomerat bildet vor dem Moränenwall eine deutliche Terrasse, die sich rund 40 m über die Thalsohle und 35 m über die kleine Niederterrasse am Fuss der Moräne von Gai erhebt. Diese hohe Terrasse ist ganz mit dickem Verwitterungslehm bedeckt und erweist sich daher als einer älteren Eiszeit angehörend. Da der Schotter dabei keineswegs tiefgründig verwittert ist, möchte ich ihn als Hochterrassenschotter ansprechen. Die Moräne in seinem Hangenden dürfte gleichfalls in die Riss-Eiszeit zu stellen sein.

Von hier aus lässt sich die Hochterrasse mit abnehmender Höhe thalabwärts verfolgen (vgl. den Längsaufriß Fig. 123). Cison di Valmarino steht auf einer ausgedehnten Hochterrasse, in die der Torrente Cison eingeschnitten hat. Das Konglomerat ist am Ort selbst sehr unregelmässig geschichtet und zeigt oft ein schräges Fallen; es ist hier voller gekritzter Geschiebe, also als Schottermoräne entwickelt. Dem entspricht es, dass das Niveau der Hochterrasse nicht ganz einheitlich ist und am Rande bei S. Felice tiefer liegt als bei Cison selbst. Die Hochterrasse hat hier nicht nur ein Gefälle in der Richtung des Hauptthales, sondern auch von der Einmündung der Seitenthäler fort. Dazu kommt, dass in sie an mehreren Stellen kleine Erosionsterrassen eingeschnitten sind. Dass wir es hier mit einer Hochterrasse und nicht einfach mit hohen Niederterrassen zu tun haben, lehrt mächtiger roter Lehm, der sie bedeckt. Die Sohle des Hochterrassenschotters ist im Hauptthal nicht sichtbar; sie liegt tiefer als die Oberfläche des Niederterrassenschotters. Dem Niveau nach gehört auch die Terrasse von S. Clemente südlich von Follina hierher.

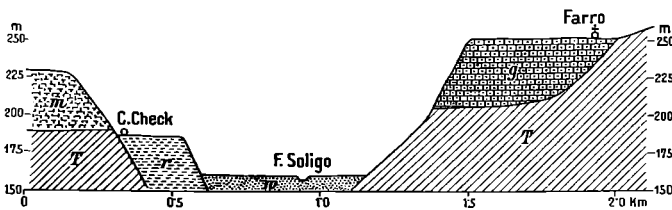


Fig. 124. Querschnitt durch das Thal des Soligo bei Farro.

w Niederterrassen-Schotter. *r* Hochterrassen-Schotter. *m* jüngerer Deckenschotter.

g älterer Deckenschotter. *T* Grundgestein.

Längensstab 1 : 25 000; Höhenmasstab 1 : 5000

Eine um volle 30 m höhere Terrasse begegnet uns südöstlich von Follina bei C. Pra di Ronca im Knie, das der Soligo beschreibt, ehe er sich in sein Durchbruchthal wendet. Auch diese Terrasse (242 m) wird von einem Konglomerat aufgebaut, das von mächtigem Lehm bedeckt ist. Der Verwitterungsgrad der Gesteine ist jedoch grösser. Dieser Umstand zugleich mit seiner höheren Lage — das Konglomerat lagert in rund 210 m auf Fels auf — gestattet nicht seine Einreihung zum Hochterrassenschotter. Es liegt hier ein noch älterer Schotter vor.

Noch mannigfaltiger gestalten sich die Verhältnisse im Durchbruchthal des Soligo durch die das Valmarino im Süden begleitenden Ketten in der Umgebung von Premaor und Farro (vgl. den Aufriß Fig. 123 und das Profil Fig. 124). Niederterrassenschotter bedeckt hier die Thalsohle, von 182 m im Norden bei den Case Frattelle auf 162 m an der Mündung des T. Campea sich senkend. Wenige Meter tief nur hat der Soligo

eingeschnitten. Über das Niveau dieses jüngsten Schotters hebt sich um 24 m die Schotterterrasse heraus, auf der Casa Check steht. Es ist unsere Hochterrasse. Westlich von C. Check und von Premaor erhebt sich bis 230—235 m eine noch höhere, recht ausgedehnte und von Thälern stark zerschnittene Terrasse. Sie besteht aus einem etwa 30 m mächtigen Konglomerat, das auf Fels lagert; dieses Konglomerat ist dicht, nicht sehr deutlich, doch horizontal geschichtet und enthält vereinzelt hohle Geschiebe. Eine mächtige Lehmschicht bedeckt dasselbe. Seinem Niveau und Verwitterungsgrad nach entspricht es dem hoch gelegenen Konglomerat bei der C. Pra di Ronca unweit Follina.

Eine noch höhere Terrasse, in 257 m, 85 m über der Thalsohle, findet sich endlich am Ostgehänge des Thales. Die Weiler Farro und Col stehen auf derselben. Auch ihre Höhe wird von einem alten horizontalen Konglomerat gebildet, dessen Oberfläche sich langsam nach Süden senkt. Das Konglomerat, das mancherorts nur ganz locker verfestigt ist, ist stark verwittert und enthält hohle Gerölle. Überlagert wird es einem mehrere Meter mächtigen roten Verwitterungslehm mit gänzlich verwitterten Gesteinsbrocken, einem echten Ferretto. 40—50 m mächtig ruht dieses horizontal geschichtete Konglomerat diskordant auf steil nach Süden fallenden Tertiärschichten, die aus abwechselnden Lagen von Molasse und tertiärem Konglomerat bestehen.

Diese tertiären Konglomerate und unsere altquartären unterscheiden sich trotz mancher Ähnlichkeit scharf voneinander: das Tertiärkonglomerat wechsellagert mit Molassebänken, die dem Quartärkonglomerat fehlen; es ist überaus reich an hohlen Geröllen, so dass es an manchen Stellen ein honigwabenartiges Aussehen erhält; im Quartärkonglomerat sind hohle Gerölle selten. Das Quartärkonglomerat liegt horizontal und diskordant auf dem Tertiär, das Tertiärkonglomerat dagegen ist dislociert.

So haben wir auch im Thal des Soligo die vier Schottersysteme des Eiszeitalters, allerdings z. T. nur in kleinen Resten, nachgewiesen. Die beiden jüngsten treten mit Moränen in enge Beziehungen. Für die beiden älteren ist das nicht nachzuweisen. Doch dürfen wir, gestützt auf die Erfahrungen in den Gletschergebieten der Nordalpen, sie ebenfalls als Glacialschotter ansprechen und zwar den Schotter von Farro und Col als älteren Deckenschotter, der Günz-Eiszeit angehörend, den Schotter westlich von C. Check und Premaor, sowie den von Casa Pra di Ronca als jüngeren Deckenschotter, der Mindel-Eiszeit angehörend. Hieraus folgt auch für das Piavegebiet eine viermalige Vergletscherung.

Sacco stellt auf seiner Karte unseren Hochterrassenschotter mit der Riss-Moräne bei C. Selve zum „Diluvium“, sonst durchweg wie auch den Niederterrassenschotter zu seinem Terrazziano. Unseren jüngeren Deckenschotter westlich von Premaor und C. Check rechnet er dem Villafranchiano zu, ebenso unsern älteren Deckenschotter von Col und Farro. Den Ferretto im Hangenden des letzteren bezeichnet er als Diluvium.

Der Montello und die altquartäre Landoberfläche am Ausgang des Piavethales.

Dem Ausgang des Piavethales ins Alpenvorland ist ein Hügel von elliptischem Grundriss und auffallend einförmiger Gestalt, 13 km lang, 5—6 km breit vorgelagert: der Montello. Er zwingt die Piave weit nach Osten auszubiegen. Dieser Hügel, vor kurzem noch von einem dichten Wald bedeckt, ist jetzt entwaldet und der Ansiedlung eröffnet worden. Dabei wurde er einer genauen geologischen Aufnahme durch A. Stella ¹⁾ unterzogen. Die Konglomerate, die den Hügel zusammensetzen, stellt Stella an die Grenze von Pliocän und Quartär. Sacco hatte sie seinem Villafranchiano und den

1) A. Stella, II Montello. Descrizione geognostica-agraria. Mem. descr. della carta geol. d'Italia Vol. XI. Rom, 1902.

hängenden mächtigen Ferretto seinem Diluvium zugerechnet.¹⁾ Es läge nahe in ihnen Äquivalente unseres Deckenschotter zu vermuten, wie das Taramelli tut²⁾; doch bestätigt sich diese Vermutung nicht.

Das Montello-Konglomerat ist, wie an zahlreichen Stellen, besonders im Durchbruchthal der Piave, zu beobachten ist, hell und dicht, das Bindemittel sehr fest, sodass beim Brechen der Bruch meist gleichmässig durch Gerölle und Zement hindurchsetzt; bei den quartären Konglomeraten folgt dagegen der Bruch meist der Oberfläche der Gerölle, sodass auf dem einen Stück das ganze Geröll, auf dem andern sein Abdruck im Zement sich befindet. Sehr gross ist im Montello-Konglomerat die Zahl der hohlen Gerölle, sodass es oft wabenartig aussieht. Eingeschaltet zwischen die oft aus sehr grossen Geröllen aufgebauten Konglomeratbänke sind gelegentlich Mergelbänke. Erschlossen ist das Konglomerat mehrfach in einer Mächtigkeit von über 100 m. Das sind alles Eigenschaften, die wir an unserm Deckenschotter nicht oder nur vereinzelt finden. In der Zusammensetzung unterscheidet sich dagegen das Montellokonglomerat nicht von quartären Schottern. Urgebirgsgerölle wurden gefunden, ebenso Porphyrgerölle, alle durch und durch verwittert. Doch herrschen Kalke ausserordentlich vor. Es sind, wie Stella nachweist, alles Gesteine des heutigen Piavegebietes, ausserdem aber auch solche des heute der Brenta tributären Cison.

Das Montello-Konglomerat liegt nicht, wie man nach Stellas Ausführungen (a. a. O. S. 12) annehmen sollte, im wesentlichen horizontal, sondern ist deutlich, wenn auch schwach dislociert: es fällt am Südrand des Montello schwach nach Süden bis Südosten, bei Nervesa z. B. unter 10°, am Nordrand dagegen schwach nach Norden bis Nordwesten. Die Schichten beschreiben also eine flache Antiklinale, deren Axe genau der des Montello entspricht. Am besten ist die Antiklinale im Durchbruch der Piave zu erkennen: die kleinen durch die Konglomerat-Bänke bedingten Terrassen zeigen klar die Biegung; etwa 250 m südlich der C. Sernagiotto liegt der Scheitel. Die Antiklinale setzt sich aus gleichem Gestein aufgebaut, östlich des Piavedurchbruches fort mit einer kleinen Schwenkung des Streichens mehr nach Nordosten. Bei Collalto fallen die Konglomeratbänke schwach nach NW, südlich von S. Daniele schwach nach SO. Ich habe die Antiklinale von hier weiter nach Nordosten bis S. Pietro di Feletto verfolgt. Nach Westen erstreckt sie sich über die Grenze des eigentlichen Montello hinaus. Die Terrasse von Pederiva, ein durch das Trockenthal von Biadene vom Montello losgelöstes Stück dieses Hügels, zeigt die Antiklinale: an der Südseite Südfallen unter 20°, an der Nordseite Nordfallen unter 5—8°. Es handelt sich also um eine rund 25 km lange bis 6 km breite flache Antiklinale, die in einem nach NW offenen leicht geschwungenen Bogen von West nach Ost zieht und sich bei Tarzo an die äussersten stark gefalteten Ketten der Alpen anschert.

Im östlichen Teil herrschen, besonders im Südschenkel der Antiklinale, weiche undurchlässige Mergel- und Sandsteinbänke vor; daher hat hier eine weitgehende Zerthaltung stattgefunden. Im Bereich des Montello dominieren dagegen durchlässige Konglomeratbänke. Zahllose kleine Dolinen und Trichter führen das Wasser in die Tiefe. Daher

1) Gli anfitratti morenici del Veneto. Turin, 1899, Karte.

2) Di due casi di idrografia sotterranea. Rendiconti R. Ist. Lombardo di Sc. e Lett. (2) XXXII, 1899. S. 8 S.-A.

fehlt eine Zerthaltung und die Antiklinale tritt auch in der äussern Form des Montello mit seiner flachgewölbten Höhe voll in Erscheinung. Nur die Abfälle des Montello gegen die weiten Ebenen sind oft steil, weil sie während der Aufschüttung der quaritären Schotter durch Seitenerosion angenagt wurden. So sind z. B. an der Nordecke des Montello, Falzè di Piave gegenüber, im Niveau der Niederterrasse Erosionsterrassen in den Montello eingeschnitten.

Ein Unterschied macht sich jedoch zwischen dem östlichen und dem westlichen Teil des Montello geltend. Im Westen, wo der Kulminationspunkt des Montello, der Collesel della Val dell'Aqua, sich bis 369 m erhebt, ist der Rücken des Montello, der Antiklinale entsprechend, flach gewölbt; er sinkt auch mit deren Axe nach Westen. Im östlichen Drittel aber zeigt sich eine Unabhängigkeit der Oberflächenform von der Tektonik: eine ungefähr horizontale Abtragungsfäche kappt in rund 200 m den Scheitel der Antiklinale. Ist auch des stark entwickelten Karstphänomens wegen die Abtragungsfäche aus der Nähe als Ebene schwer zu erkennen, so erscheint doch aus der Ferne, z. B. von der Piavebrücke bei der Station Susegana aus gesehen, das charakteristische Profil eines alten hochliegenden Thalbodens. Ausgedehnte Reste dieses alten Thalbodens sind zu beiden Seiten des heutigen tief eingeschnittenen Piavethales erhalten, am Montello wohl in 4—5 km Breite, schmaler an der Ostseite des Thaies am Westabhang des Colle di Guardia; ihre Höhe ist übereinstimmend 200 m. Klar tritt die alte Landoberfläche auch in den orographischen Profilen Fig. I und Fig. IV auf Tafel X bei Stella hervor. Wir haben also hier Reste eines alten Thalbodens in 200 m Höhe, 120 m über dem heutigen Flussniveau, 100—110 m über der Niederterrasse

Ein analoger alter Thalboden ist in etwa 180—190 m Seehöhe am Westende des Montello durch eine allerdings nur etwa 500 m breite Thalleiste, dann aber jenseits des von Niederterrassenschotter erfüllten Trockenthales von Biadene durch die Oberfläche der aus Montellokonglomerat aufgebaute Terrasse von Pederiva (180 m) angedeutet.

Ein 5, auch 6 und mehr Meter mächtiger roter Lehm mit verwitterten Gesteinsbrocken, Ferretto, bedeckt die Oberfläche des Montello und auch jene alten Thalböden. Sobald man aber erheblich unter das Niveau der letzteren herabsteigt, wird der rote Lehm spärlicher und wenig mächtig und ist meist durch gelben Lehm ersetzt. Der rote Lehm in seiner mächtigen Entwicklung ist auf die Höhen beschränkt. Da er als Verwitterungsprodukt jedenfalls seinerzeit überall auf geeignetem Boden existiert haben muss, so ist der Schluss berechtigt, dass solche Stellen, wo er heute trotz geeigneten Bodens fehlt, erst nachträglich durch Abtragung freigelegt worden sind. Das sind nun aber gerade die Thäler. Es gelingt so mit Hilfe der Verbreitung des Ferretto eine alte Landoberfläche zu rekonstruieren. Ihr gehören ausser dem Montello und den Höhen des Colle di Guardia vor allem auch die weiten mit mächtigem Ferretto bedeckten Höhen von S. Pietro di Feletto (264 m, 7 km nordöstlich von Collalto) an. Auch hier bildet etwa die Isohypse von 200 m die untere Grenze des mächtigen Ferretto. Die ergänzt gedachte Oberfläche des Ferretto ist sanft wellig, aber doch eben im Vergleich zur heutigen stark zerschnittenen Landoberfläche.

Der alten Landoberfläche dürfte auch die Hochfläche von S. Eulalia und Paderno am Alpenfuss zwischen Piave und Brenta angehören, die in ganz entsprechender Höhe liegt. Sacco gibt hier die gleiche Schichtenfolge wie für den Montello und die Hochfläche von S. Pietro di Feletto

an, nämlich Villafranchiano und darüber Diluvium; ob es wirklich die gleichen Schichten sind, vermag ich nicht sicher zu behaupten, da ich diese Hochfläche nicht besucht habe. — Ein dem Montelloconglomerat durchaus entsprechendes, durch und durch verwittertes Konglomerat mit massenhaften hohlen Geröllen hat bei Valdobiadene im Thal der Piave eine geringe Verbreitung. Es steht z. B. im Thälchen an der Strasse unweit S. Vito westlich von S. Luca an. Auf der östlichen Seite des Thälchens erscheint in gleicher Höhe frischer Niederterrassenschotter, z. T. sehr stark verfestigt, der Gerölle jenes alten Konglomerates führt.

Nicht leicht ist es, das Alter jener alten Landoberfläche, auf die wir aus der Verbreitung des Ferretto schliessen, zu bestimmen. Dass sie älter ist als Niederterrassenschotter und Hochterrassenschotter liegt auf der Hand, da echter Ferretto nie auf diesen gefunden wurde. Wohl aber haben wir mehrfach besonders unsern älteren Deckenschotter, doch auch gelegentlich unsern jüngeren mit mächtigem Ferretto bedeckt getroffen, so den älteren Deckenschotter bei Farro im Soligothal, nur 10 km vom Montello entfernt in 257 m Höhe. Jene alte Ferrettolandoberfläche ist also in keinem Fall jünger als unser Hochterrassenschotter, der nie echten Ferretto trägt, und gehört sicher dem Altquartär an. Verschiedene Gründe veranlassen mich, sie in die Zeit gleich nach Absatz unseres älteren Deckenschotters einzuordnen. Dafür spricht die Übereinstimmung der Höhenlage. Wir fanden die Oberfläche unserer älteren Decke bei Farro 90 m über dem Fluss; ebenso hoch über der Piave stellt sich der mächtige Ferretto am Montello ein und ungefähr hier haben wir auch den ausgedehnten alten Thalboden. Ferner ist die Ferrettisierung der alten Landoberfläche sehr tiefgehend; sie greift tiefer, als wir es beim jüngeren Deckenschotter, z. B. im Thal des Soligo, getroffen haben. Jedenfalls haben wir hier einen Anhaltspunkt für die Höhenlage der Erosionsbasis am Fuss der Alpen im Bereich der Piave während der älteren Quartärzeit gewonnen.

Da die alte Landoberfläche, der der ältere Deckenschotter bei Farro angehört, die Antiklinale des Montello in dessen Osttheil kappt, so ergibt sich, dass diese Antiklinale und mithin auch das Montelloconglomerat, das sie aufbaut, älter ist als der ältere Deckenschotter. Das Montelloconglomerat ist sonach an die Grenze von Pliocän und Quartär zu stellen, wie das auch Stella tut. Wir werden in ihm später die Ablagerung einer präglacialen Piave kennen lernen.

Ausdehnung der älteren Vereisungen und ihre Beziehungen zur erratischen Grenze.

Wir haben im Bereich der Gletscherzunge von Vittorio und von Valmarino Altmoränen festgestellt, die im Valmarino mit Hochterrassenschotter in Konnex traten. Am Gletscherarm, der im Piavethal selbst lag, fanden sich wenigstens ausserhalb der Jung-Endmoränen auf den Gehängen zerstreut erratische Gesteine. Die Vergletscherung, die die Jung-Endmoränen aufschüttete, nach Taramellis Bezeichnung die Eiszeit der Amphitheater, war also kleiner als diejenige, die die Altmoränen schuf. Da Endmoränen fehlen, lassen sich die Umriss dieser älteren Vergletscherung nicht genau angeben. Doch ordnen sich die vereinzelt Moränenvorkommnisse in der Nachbarschaft des Amphitheaters von Vittorio in eine schmale Zone, deren Aussenrand sich nirgends mehr als nur einige Kilometer vom Aussenrand der Jung-Endmoränen entfernt. Die Differenz in der Ausdehnung der jüngsten Vergletscherung und der älteren, die jene Moränenreste hinterlassen hat, ist also nicht gross und entspricht unserer Erfahrung in anderen Gletschergebieten durchaus. In grösserem Abstand von den Innenmoränen habe ich nirgends glaciale Spuren gefunden. Ich kann den älteren italienischen Geologen, die

in einer ersten Phase der Eiszeit die venezianischen Gletscher bis ins Adriatische Meer reichen liessen¹⁾, nicht zustimmen. In der Tat lehnt auch Tellini (S. 13 des S.-A.) diese Annahme ausdrücklich ab. Aber ich kann auch Marson nicht beipflichten, der in seinem Kärtchen des präalpinen Glacialgebietes des Piavegletschers²⁾ eine ausgedehnte Vorlandvergletscherung zeichnet, deren Grenze er vom Südfuss des Montello über Conegliano und Colle Umberto nach Aviano zieht. Ich habe weder am Montello, noch auf der Hochfläche von San Pietro di Feletto noch bei Conegliano oder bei Aviano Glacialspuren gefunden. Ferretto tritt hier zwar auf, aber er ist nicht aus Moräne, sondern aus fluviatilen deutlich geschichteten Conglomeraten hervorgegangen.

Ob die Granitblöcke und die Blöcke aus dem Becken von Belluno, die nach Taramelli³⁾ auf der Höhe des Montello vorkommen, glacialen Ursprungs sind, kann ich nicht entscheiden. Sie sind jedenfalls selten, da ich bei meinen drei Durchquerungen des Montello solche nicht getroffen habe.

Kleinere Blöcke könnten übrigens wohl auch aus dem Montello-Conglomerat stammen, das selbst Granit und die ganze Serie der Belluneser Gesteine enthält. Nicht sehr wahrscheinlich ist eine glacialen Herkunft dieser Vorkommnisse angesichts der Tatsache, dass wir erheblich nördlich des Montello am Soligo den älteren und den jüngeren Deckenschotter ohne jeden Anklang an Moräne treffen. Allein selbst wenn jene Blöcke glacial sein sollten, was ich nicht ganz ausschliessen möchte, so würde das doch nur auf eine Grössendifferenz der Vergletscherung gegenüber der Würm-Vergletscherung weisen, die die von uns für die Schweiz dargethane und aus den orographischen Verhältnissen erklärte (S. 492) nicht einmal erreichen würde. Vom Montello zum Meer ist noch ein grosser Schritt. Dafür, dass die Gletscher denselben je gemacht, liegt nicht das geringste Anzeichen vor.

Manche Tatsachen, die als Beweis für eine sehr viel grössere Eisausdehnung angeführt werden, haben mit der Vergletscherung überhaupt nichts zu tun. So glaubte Taramelli (*Una passeggiata geologica da Belluno a Conegliano. Estratto del Giornale „La Provincia di Belluno“* Nr. 59 ff. 1871 S. 3; *Note illustrative* S. 161) in der flachgewölbten Oberfläche des Montello, deren tektonische Entstehung wir S. 975 nachgewiesen haben, eine glacialen Rundbuckelform erkennen zu müssen. Rossi (*Bull. Soc. Veneto-Trentina Sc. nat.* 1881 S. 197 f.) stimmt dem bei und spricht die grossen geologischen Orgeln und Karstrichter auf dem Montello — eine reine Verwitterungserscheinung — als glacialen Riesentöpfe an. Marson (1902 S. 114, 115) endlich möchte den Ferretto im Hangenden des Montelloconglomerates, wenn auch nicht dieses selbst, als Moräne deuten, was sicher nicht möglich ist: er ist nichts anders als die oberste tiefgründig verwitterte Partie des Montelloconglomerates, wie das Stella und Taramelli schon dargetan haben.

Es entsteht die Frage, ob die von uns oben festgelegte obere Eisgrenze sich nicht etwa auf eine ältere Eiszeit bezieht. In der That nehmen die italienischen Geologen, vor allem Taramelli an, dass die höheren erratischen Vorkommnisse einer älteren Phase der Eiszeit angehören. Ihr rechnet Taramelli alle hochliegenden erratischen Blöcke zu. Allein auch diese höchsten Vorkommnisse sind durchaus frisch, nicht etwa verwittert, dazu auch an manchen Stellen in Form von Moränenwällen entwickelt, wie an den Gehängen des Beckens von Belluno. Dass sie sich alle gar wohl mit den Moränen der Amphitheater vereinigen lassen, glauben wir oben klargelegt zu haben.

1) So Taramelli z. B. in *Geologia delle provincie Venete* 1882 S. 219 S.-A.: *Note illustrative alla Carta geologica della Provincia di Belluno* 1885 S. 49, 161.

2) *Atti IV Congresso Geogr. Ital.* Mailand 1902 S. 113.

3) „Grossi massi di granito e di rocce bellunesi.“ *Note illustrative* S. 161.

Die erhaltenen Gefällsverhältnisse der Eisoberfläche entsprechen den Erfahrungen, die wir im Bereich der Nord- und Westalpen gemacht haben. Nur die unmittelbaren Gletscherenden zeigen eine erheblich steilere Neigung als die der nördlichen Gletscher. Allein das hängt mit ihrer Schmalheit und ihrer Lage in engen Thälern, dann aber auch mit dem weit wärmern Klima, das sich hier dazu noch mit Südexposition paarte, zusammen.

Eiszeitliche Schneegrenze im Bereich des Cismongletschers.

Wir haben S. 971 gesehen, dass im Bereich des Beckens von Belluno an den Abhängen der Vicentin-Kette mächtige Moränenmassen vom Piavegletscher abgesetzt wurden, dessen Oberfläche über der Mitte des Beckens in etwa 1000—1100 m Höhe lag, dergleichen auf der Hochfläche von Alpagò in 1000 m. Die Schneegrenze muss daher höher als in 1100 m gelegen haben. In welcher Höhe die Bildung von Ufermoränen am Piavegletscher im Querthal von Longarone einsetzte, ist nicht direkt zu bestimmen, weil die Gehänge überaus steil sind. Wohl aber haben wir im Primörthal beim Aufstieg zur Forcella di Calaita das Einsetzen von Ufermoränen des alten Cismongletschers in 1580 m Höhe wahrgenommen. Dass es sich hier um eine Ufermoräne nur wenig unter dem Maximum der Würm-Vergletscherung handelt, ergab die Verfolgung der Erscheinungen weiter thalabwärts. Sonach kann im Primörthal die Schneegrenze nicht tiefer als in rund 1600 m gelegen haben.

Bei 1600 m Höhe finden wir die Schneegrenze auch am Ausgang des Cismonthales östlich von der S. 963 geschilderten Hochfläche von Lamòn. Unterhalb Salzen beobachtete ich hier am Wege zwischen Servo und Salzen die Kalkmoränen eines Lokalgletschers des Masierathales. Schotter fließt von ihnen ab und lässt sich bis zur Terrasse von Lamòn thalabwärts verfolgen, in deren Niveau seine Oberfläche ausgeht. Es handelt sich also um einen Gletscher, der in die Rückzugsphase der Würm-Eiszeit gehörte, während der die Schotterfläche von Lamòn abgesetzt wurde. Die Umrandung des Masiera-Thales steigt im Monte Pavione auf 2335 m Höhe an; auch andere Gipfel weisen Höhen über 2000 m auf. Dabei dehnen sich in der Nachbarschaft des umrahmenden Kammes weite wenig geneigte Flächen in Höhen zwischen 1800 und 2200 m aus, alles Bedingungen, die sehr günstig für die Entwicklung eines Lokalgletschers sein mussten. Der Masiera-Gletscher besass ein Areal von 11—12 qkm und endigte zwischen Servo und Salzen in rund 700 m Höhe. Seine mittlere Höhe und damit die Schneegrenze in seinem Bereich ergibt sich zu rund 1600 bis 1650 m, die Schneegrenze zur Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung wohl 50—100 m tiefer, also etwa in 1500—1600 m.

2 km weiter oberhalb, schon oberhalb des Ortes Aune, erscheinen in 1020 m Höhe zwei mächtige Endmoränenwälle desselben Gletschers. Sie markieren ein wesentlich kleineres Stadium des Gletschers, der bei ihrer Ablagerung nur ein Areal von 7,5—8 qkm besass und auf eine Höhe der Schneegrenze in 1800—1850 m schliessen lässt. Es handelt sich also um ein postglaciales Stadium und zwar um das Bühlstadium. Auch an diesen Endmoränen entspringt konglomerierter Schotter, der sich thalabwärts verfolgen lässt.

Die Endmoränen von Aune sind schon von Taramelli und Rossi (a. a. O. S. 136) und jüngst ausführlich von G. Dal Piaz (Le Alpi Feltrine. Venedig 1907 S. 158, mit geol. Karte 1:10 000) beschrieben worden. Der letztere leitet den Wall, der aus NW, später nach S sich krümmend, nach Aune zieht, z. T. von einem Gletscher her, der das Ostgehänge des Bosco Tos bedeckte. Ich kann dem nicht zustimmen: der Abhang des Bosco Tos bildete das Ufer, auf dessen

flachen Fuss die aus dem Kar von Aune heraustretende Gletscherzunge ihre Ufermoräne als mächtigen Wall absetzte. Ganz richtig verlegt Dal Piaz die Entstehung dieser Moränen in eine Rückzugsphase der grossen Vergletscherung.

Der Masieragletscher war zur Zeit der Würm-Vergletscherung vom Alpenvorland durch die weiten Eismassen des Piave- und Brentagletschers getrennt, die im Sinne einer Verminderung der Niederschläge wirken mussten. So liegt die Schneegrenze hier relativ hoch. Erheblich tiefer treffen wir sie unmittelbar am Saum der Alpen, wo ihre Feststellung im Einzugsgebiet des Val Cellina gelang.

Elszettliche Schneegrenze am Südrand der Alpen im Bereich des Val Cellina bei Maniago.

Das Val Cellina selbst ist in seinem oberen Teil sicher vergletschert gewesen. Doch ist das Ende des Cellina-Gletschers noch festzustellen. Es lag wahrscheinlich im Gebirge oberhalb der Vereinigung des Torrente Cimoliana, des T. Settimana und des T. Cellina. Ich habe von Cimolais abwärts keine Moränen gefunden und Taramellis Angabe von solchen nicht bestätigen können. Wohl aber haben die Schotterterrasse von Cimolais und die von Claut den Charakter von Niederterrassen. Auch in der wilden Schlucht des T. Cellina unterhalb Cellina finden sich Reste einer solchen; desgleichen steht Barcis auf einer Niederterrasse.

Taramelli berichtet (Catalogo ragionato delle roccie del Friuli. Atti R. Ac. dei Lincei 274. Mem. Cl. Sc. fis., mat. e nat. Disp. II Vol. I Rom 1877 S. 589), dass in der Umgebung von Claut und Cimolais Granite gefunden wurden; er erklärt das damit, dass der Piavegletscher von Longarone aus den Pass von S. Osvaldo überschritt. Dass das für die Würm-Eiszeit nicht zutrifft, haben wir oben dargelegt. Das schliesst jedoch nicht aus, dass bei einer früheren stärkeren Vergletscherung, sei es nun in der Riss- oder Mindel-Eiszeit, ein solches Überfliessen doch stattgefunden hat. — Die Moränen, die Taramelli (Geologia delle provincie Venete S. 221) zwischen Barcis und Andreis angibt, konnte ich nicht finden; es findet sich nur Anstehendes mit Einsturzerscheinungen, wie sie auf Gypsboden häufig sind. Die von Taramelli (Terreni morenici . . . del Friuli. 1875. S. 16) erwähnten Moränen kleiner Gletscher des M. Cavallo (2254 m) habe ich nicht besucht.

Moräne erscheint im Arbathal, einem Seitenthal des unteren Cellinathales, bei Andreis; sie zieht wallförmig in der Richtung auf die Kapelle S. Daniele am Abhang aufwärts. Es handelt sich um die Endmoräne eines Gletschers des Monte Castello (1925 m) und M. Raut (2025 m) von 3—4 qkm Fläche, der bis 450 m herabreichte. Südlich vom T. Arba beim Aufstieg gegen die Forcella La Croce findet sich keine Spur von Moräne mehr, ebenso nicht auf der Südseite am Wege nach Montereale. Die Berghänge sind hier alle mit Schutt bedeckt, der z. T. zu Breccie verfestigt ist. Die Gehänge erscheinen glatt und ungegliedert — die typische Form, die sie im aus Kalkstein aufgebauten Bergland ausserhalb des vergletscherten Gebietes anzunehmen pflegen. Die lokale Schneegrenze ergibt sich für den Castello-Gletscher trotz der Südexposition ganz ausserordentlich tief — zu 1350 m, die klimatische daher höchstens zu 1300 m. So zeigt sich auch im Piavegebiet das Abfallen der Schneegrenze gegen den Alpensaum sehr deutlich: über 1600 m im Primör, bei 1500—1600 m im Windschatten des Piavegletschers bei Lamon, nur 1300 m am Alpensaum bei Maniago.

Verlauf der Schneegrenze auf dem Brenta- und dem Piavegletscher.

Annähernd lässt sich jetzt, nachdem wir die Höhe der Schneegrenze im Innern des Gebirges zu etwa 1600 m bestimmt haben, die Örtlichkeit angeben, wo unsere grossen Thalglletscher von der Schneegrenze geschnitten wurden. Der im Val Sugana liegende Eisstrom befand sich ganz unterhalb der Schneegrenze, die Penck S. 860 im Etschthal oberhalb Trient in 1800—2000 m feststellte. Im Primörthal schnitt die Schneegrenze die

Gletscheroberfläche etwa halbwegs zwischen Fiera di Primiero und S. Martino di Castrozza, im Cordevoethal zwischen Agordo und der Gegend des heutigen Alleghe-Sees. Der im Piavethal liegende Eisstrom wurde aufwärts etwa bis Ospitale zwischen Longarone und Perarolo schneefrei.

X. Die venezianischen Gletscher.

(Fortsetzung.)

Brenta- und Piavegletscher (Schluss).

Übertiefung im Bereich der Ampezzaner Dolomiten. Übertiefung im Piavetal unterhalb Pieve di Cadore. Übertiefung im Cordevole- und Cismonthal. Das Becken von Belluno. Höhere Gesimse im Piavethal, im Cordevoethal und im Becken von Belluno. Querthal von S. Croce. Gesimse im Querthale der Piave. Übertiefung im Val Sugana. Trockenthal von Faastro-Arsiè und Brentadurchbruch bei Primolano. Hohe Thalgesimse im Val Sugana. Alte Thalbodenreste zwischen Primolano und Feltre. Gesimse im Querthal der Brenta. Fehlen grosser Becken in den Durchbruchthälern der Brenta und der Piave. Verschiedenes Alter der Durchbruchthäler. Geologisches Alter der beiden alten Thalniveaus. Das Montello-Conglomerat als Schuttkegel der postpliocänen Piave. Abbrechen der pliocänen Landoberfläche gegen die venezianische Ebene. Schiefstellung der alten Gesimse im Piave- und Brentathal. Ereignisse der Postpliocän- und Präglacialzeit.

Postglaciale Thalverschüttung durch Bergsturz- und Gehängeschutt. Interglaciale Breccie im Thal des T. Miss. Breccien bei Auronzo. Conglomerate und Schotter im Piavegebiet. Das Conglomerat von Cadore. Schotter zwischen Perarolo und dem Becken von Belluno. Schotter im Becken von Belluno. Das Conglomerat von Cadola bei Belluno. Rückzugsstadien. Fehlen von Rückzugsmoränen im Val Sugana. Stadien im Vanoithal; im Primörthal; in der Gruppe des M. Pavione bei Feltre; im Cordevole- und Piavethal; in den Ampezzaner Dolomiten. Zusammenfassung über die Stadien.

Übertiefung im Bereich der Ampezzaner Dolomiten.

Die Feststellung der Übertiefung im Bereich der Ampezzaner Dolomiten hat mit einer grossen Schwierigkeit zu kämpfen. Die Schichten, die die Berge und ihren Sockel aufbauen, sind durch schwebende Lagerung ausgezeichnet; beim Wechsel härterer und weicherer Gesteinsbänke entstehen daher Bänder am Gebänge, die leicht zur Verwechselung mit Thalterrassen Veranlassung geben können; andererseits aber sind wahre Thalterrassen oft dadurch verschleiert, dass sie nur in harten Gesteinen sich gut erhalten haben, in weichen dagegen der Zerstörung anheimgefallen sind. Vorsicht ist daher am Platz; nur wo grosse Züge vorliegen, können wir mit Sicherheit auf alte Thalniveaus und damit auf den Betrag der Übertiefung schliessen. Die geologische Karte von E. v. Mojsisovics leistete uns hierbei gute Dienste. Eine ausserordentliche Stütze bei der Verfolgung der Übertiefung im Gelände wie bei der Zusammenstellung unserer Beobachtungen boten uns die offiziellen Kartenwerke von Österreich (Spezialkarte 1 : 75 000 und Originalaufnahme 1 : 25 000) und von Italien (Carta d'Italia 1 : 75 000 und die Tavolette 1 : 50 000 bzw. 1 : 25 000).

So frei und offen das Becken von Hayden — das ist der deutsche Name von Cortina d'Ampezzo — da liegt, so ist doch unschwer, z. B. vom Aussichtspunkt der Crepa aus, seine Übertiefung zu erkennen. In 1400—1550 m Höhe schliessen sich sanft gegen die Berge ansteigend Terrassenflächen um das Becken, zu dessen Sohle sie in zwar nicht steilen, doch deutlichen Hängen abfallen. Sind sie z. T. auch mit Schutt bedeckt, ¹⁾ so tritt doch fast überall in geringer Tiefe der Fels zu Tage, sodass

1) Die Schlammströme im Wengener Sandstein und Mergel, die v. Mojsisovics so lebhaft schildert (Dolomitriffe von Südtirol 1879. S. 295, 357).

es sich um Formen im festen Gestein handelt. Die Seitenbäche des Boite haben in diese Terrassen eingeschnitten, markieren aber den Terrassenabfall immer noch durch eine Steigerung ihres Gefälles. Für die Mitte des Beckens ergibt sich eine ursprüngliche Thalhöhe in 1350 m, etwa 100—150 m über der heutigen. In das Falzaregothal, wie in das Boitethal steigt das alte Niveau thalaufwärts deutlich an. Bei Ospitale in 1600 m gelegen, nicht wesentlich anders auch bei Schludersbach, senkt es sich von hier aus nach Norden im Thal der Rienz, das ausgezeichnete Trogform besitzt, zum Pusterthal hin, um in diesem in das untere Terrassensystem, das Penck (S. 895) hier in rund 1300 m Höhe fand, auszugehen.

Die Übertiefung setzt mit demselben geringen Betrag, den wir in Hayden feststellten, das Boitethal abwärts nach Süden fort. Der alte Thalboden zu beiden Seiten des übertieften Thales lässt sich an Terrassenstücken wie an Stufenmündungen der Seitenthäler, sich stetig senkend, bis zur Vereinigung des Boite- mit dem Piavethal verfolgen. Etwa 1200 m beträgt seine Seehöhe in der Thalmitte bei S. Vito di Cadore, 1000 m bei Vinigo, 900 m bei Venas und etwas darunter bei Pieve di Cadore. Das ergibt von Cortina bis Pieve ein Gefälle von 18 ‰, etwas weniger als das der heutigen Thalsohle zwischen Cortina und Borca beträgt, also abgesehen von der Schlucht in der Stufe, die nach Perarolo hinabführt.

Auch das Piavethal oberhalb Pieve zeigt Reste des alten Thalniveaus, so bei Vigo in 1000 m. Weiter aufwärts habe ich das Piavethal nicht besucht. Im Auronzothal fand ich die Höhe des alten Thales bei Auronzo selbst in 1200 m, an der österreichischen Grenze, wo die Täler vom Sorapis in grossen Stufen ins Thal des Ansiei münden, in 1300—1400 m. Das Gefälle des alten Thalbodens bis Pieve beträgt nur 15 ‰.

Übertiefung im Piavethal unterhalb Pieve di Cadore.

Bei Pieve di Cadore vereinigten sich der Piavegletscher und der Boitegletscher. Entsprechend der schon so oft zu Recht erkannten Regel stellen sich an der Vereinigungsstelle beider Gletscher Stufen ein, die heute von Piave und Boite in wilden Schluchten zerschnitten sind. Diese Stufen sind nicht gleichwertig. Das Piavethal oberhalb Pieve di Cadore ist deutlich übertieft. Ein starker Riegel legt sich beim Monte Zovo (841 m) vor, den die Piave durchschneidet. Unterhalb stellt sich dann der Stufenabfall ein, der verhältnismässig sanft geböschet ist: er verteilt sich bei 250 m Höhe auf eine Strecke von etwa einem Kilometer. Dabei liegt er 2 km oberhalb der Vereinigungsstelle der Gletscher. Die Stufe, in der das kleinere Boitethal absinkt, ist höher, wohl mehr als doppelt so steil und gerade an der Vereinigungsstelle gelegen.

Die Sohle des weiterhin sehr prägnant übertieften Piavethales zeigt deutlich die Züge der Gletscherwirkung, weit deutlicher als oberhalb, weil hier eine postglaciale fluviale Tiefenerosion nicht eingesetzt hat. Vier Felsriegel durchsetzen zwischen Perarolo und Longarone das Thal¹⁾ und zerlegen es in einzelne Becken. Die Gehänge wie die Riegel sind glacial gerundet, letztere nachträglich vom Fluss in engen Schluchten zerschnitten. Von Longarone an erweitert sich der Thalboden immer mehr, um, von keinem Riegel mehr unterbrochen, bei Ponte nelle Alpi ins Becken von Belluno auszugehen. Die Seitenthäler münden in hohen Stufen, so das Valle di Bosco bei Machietto, das Vajontthal, das durch eine besonders grossartige Stufenmündung ausgezeichnet ist, das Val Gallina von Osten, das Val Tovanella, das Thal des T. Dessedan und das Valle Molin di Frare von Westen. Nur die Stufenmündung des Val di Zoldo ist

1) Anf dem bei Machietto liegt ein kleiner Bergsturz.

niedrig; in der Tat trägt dieses Thal selbst die Züge der Übertiefung, was begreiflich ist, da es einst einen grossen Gletscher dem Piavegletscher zusandte. So ist in das alte durch die Terrasse der Casa Zucco angedeutete Thalniveau hier ebenfalls ein wenn auch kleinerer Trog eingeschnitten.

Reste dieses alten Thalniveaus sind auch in der Terrasse des Col di Caralte (854 m) bei Perarolo erhalten, der als Inselberg zwischen dem heutigen Piavethal und einem 1 km weiter östlich gelegenen verschütteten alten Piavethal stehen geblieben ist. Die Stufenmündungen markieren eine alte Thalsohle, die sich von etwa 800—850 m im Norden auf etwa 550—600 m im Süden, also mit 10 ‰ Gefälle senkt.

Übertiefung im Cordevole- und Cismonthal.

Bei Caprile vereinigen sich die drei Quellthäler des Cordevole; sie sind morphologisch sehr verschieden. Das einst von den Gletschern der Marmolada eingenommene Pettorina-Thal ist trefflich glacial ausgestaltet. An der Vereinigungsstelle seiner beiden Wurzelthäler treten Stufen auf und auch im unteren Theil des ausgezeichnet trogförmigen Thales zeigen sich deren zwei. Das Thal ist übertieft und eingesenkt in ein altes Thalniveau, von dem ausgedehnte Reste bei Caprile in Form von Terrassen in rund 1400 m Höhe erhalten sind. Sie setzen sich aus aufgerichteten Wengener Schichten zusammen, die von der Terrassenfläche geschnitten werden.¹⁾ Das von Norden bei Caprile mündende Thal von Andraz und vor allem das von Osten mündende Val Fiorentina lassen so ausgeprägte Zeichen der Übertiefung vermissen, ganz im Einklang damit, dass sie zu weniger hohen Gebirgsstöcken emporführen und daher nur geringere Eisströme beherbergten. So hat sich hier das Thalniveau auf weiten Flächen erhalten; schluchtartig sind die Thäler darin eingesenkt und in hohen Stufen fallen sie gegen das Becken von Caprile ab, während die Stufe an der Mündung des Pettorina-Thals nur klein ist.

Als schmaler Trog setzt das Cordevoletal fort, bergend den durch einen Bergsturz 1771 entstandenen Alleghesee. Eine Stufe führt hinunter nach Cencenighe, wo ebenfalls in einer Stufe sich das Canalthal mit dem Cordevoletal vereinigt. Die Stufenmündungen wie die Gesimse an den Thalgehängen lassen hier das alte Niveau in 1000—1100 m erkennen. Im Becken von Agordo, wo ausgedehnte Terrassen in 750—850 m Höhe auftreten, finden wir es nach diesen und den Stufenmündungen der Seitenthäler nur noch in 750 m. Stufenmündungen zeigen sich auch überall in dem als schmaler Trog mit 300 bis 700 m breiter Sohle entwickelten Durchbruchthal, das den Cordevole aus dem Becken von Agordo ins Becken von Belluno führt. Gesimse und Stufenmündungen ergeben am Thalausgang eine Höhe des alten Niveaus in etwa 550 m. Das Gefälle des alten Thales betrug von Caprile bis Agordo 25 ‰, weiterhin bis zum Becken von Belluno nur noch halb so viel.

Auch das Primörthal (Thal des Cismon) ist bis zum Ponte S. Silvestro übertieft — besonders am Ostgehänge zeigen sich ausgedehnte Terrassen —, desgleichen auch das Vanoithal; doch lässt sich die Trogform der beiden Thäler nicht bis ins Becken von Belluno verfolgen, sie wird vielmehr ungefähr an der heutigen Reichsgrenze durch ein Thal von wildester V-Form abgelöst.

Das Becken von Belluno.

Auch das Becken von Belluno weist die Züge der Übertiefung auf. Die von Norden einmündenden kleineren Thäler zeigen Stufenmündungen, die jedoch dadurch maskiert sind, dass nach Süden zu ausgedehnte Terrassen dem ganzen Nordgehänge

1) Vgl. v. Mojsisovics, Dolomitriffe, S. 237.

des Beckens vorlagern: Die Stufe ist an den Rand dieser Terrassen gerückt. Die Terrassen lassen ein altes Thalniveau erkennen, in das als Thal im Thal das heutige Piavethal eingesenkt ist.

So dehnt sich nördlich von Belluno die Terrasse von Vezzano; ihre Kante liegt in 550 m Höhe und ihre Oberfläche hebt sich nur schwach nach Norden gegen die Gehänge der Berge hin an. Weiter im Westen gehört die Terrasse von S. Gregorio mit etwa gleicher Höhe hierher; sie erstreckt sich bis in die Gegend von Feltre, wo ihre Höhe schon auf etwa 400—450 m herabgesunken ist. Am Südgehänge des Beckens sind diese Terrassen schwach entwickelt. Bei Cugnan, gerade der Mündung des Piavethales ins Becken von Belluno gegenüber, tritt eine Terrasse in 550 m Höhe auf. Am Ostende des Beckens erscheint die nahezu 20 qkm umfassende Terrasse von Alpago, deren Oberfläche sich von 530—550 m im Westen allmählich nach Osten zu gegen die umgrenzenden Gehänge bis auf 700 und mehr Meter emporhebt.

Mit dem Schichtenbau haben alle diese Terrassen, wie auch die später zu erwähnenden weit höheren nichts zu tun. Erscheint auch das Becken von Belluno tektonisch als eine Mulde, in der Tertiär in ausgedehnten Flächen auftritt, so ist doch dieses gefaltet und die Schichten werden von unseren Terrassenflächen glatt geschnitten.¹⁾

Dass alle diese Terrassenstücke einst einer einheitlichen älteren Landoberfläche angehörten, deren Tiefenlinie sich von etwa 500 m im Osten bei Ponte nelle Alpi bis auf etwa 400 m im Westen bei Feltre, also mit einem Gefälle von 3—4⁰/₀₀ senkte, wird jedem klar, der auf der Terrassenkante steht und über die Terrassen hinweg visiert. Ebenso ergibt sich ihr Zusammenhang mit dem alten Thalniveau, das wir im Piavegebiet von Ampezzo und von Auronzo abwärts bis an die Mündung des Piavethals ins Becken von Belluno verfolgten, die sich in rund 550 m vollzog, desgleichen auch mit dem im Cordevoethal verfolgten alten Talniveau.

Diese einheitliche Landoberfläche ist heute stark zerstückelt. Die kleineren dem Becken zufließenden Flüsse haben Schluchten eingesnitten. So ist die Terrasse von Alpago vom Flusssystem des T. Tesa überaus stark zerschnitten. Am Ausgang derjenigen Thäler aber, die zur Zeit der Vergletscherung grosse Eisströme ins Becken von Belluno ergossen, ist jene alte Landoberfläche durch weite trogförmige Thalfurchen unterbrochen, die rund 200 m unter ihr Niveau eingetieft erscheinen und nichts anderes sind als die Fortsetzung der übertieften Thäler weiter oberhalb. Die Moränendecke, die an vielen Stellen die Terrassen überzieht, lässt sich vielerorts über den Abhang bis in die Nähe des heutigen Flussniveaus verfolgen, so z. B. bei Longano, bei Farra, bei St. Gabriele. Die Breite der Trogthäler erreicht an einzelnen Stellen mehrere Kilometer, bei St. Giustina 3¹/₂ km. Postglaciale Anschwemmungen, die heute aber wieder zerschnitten sind, bilden an der Sohle gelegentlich niedrige Terrassen.

Das Becken von Belluno zeigt die Übertiefung in geringerem Grade als der untere Teil des oberen Piavethales, etwa von Longarone abwärts. In letzterem fließt die Piave, nachdem sie oberhalb Longarone den letzten Felsriegel gequert hat, durchweg auf Alluvionen, deren Mächtigkeit nicht bekannt ist, die jedoch den ganzen bis 1¹/₂ km breiten Thalboden einnehmen. Das ändert sich im Augenblick, wo die Piave bei Ponte nelle Alpi nach Westen umbiegt; gleich hier schneidet die Piave in Scaglia ein. Das wiederholt sich bei Belluno in eocänem Flysch und 9 km weiter unterhalb bei S. Felice wieder in

1) Vgl. die geologische Karte von E. von Mojsisovics a. a. O Blatt VI; ferner T. Taramelli, Carta geologica della Provincia di Belluno und vor allem die Profile XIV, XVI durch das Becken von Belluno in Taramelli, Note illustrative alla Carta geologica della Provincia di Belluno. Pavia, 1883.

Scaglia. Die Verbreitung der anstehenden Felsen zeigt, dass es sich hier nicht um epigenetische Thalstücke handelt, sondern dass wirklich Felsriegel' das übertiefte Thal durchziehen. Erst von der Vereinigung des Piavethales mit dem Cordevoethal an, das als breiter Trog in die Terrassen des Beckens eingesenkt ist, zeigt sich kein solcher Riegel mehr. Gleichzeitig gewinnt das Trogthal der Piave, das zwischen Ponte und S. Felice nur schmal gewesen war, die doppelte Breite. Kurz, das Becken von Belluno zwischen der Mündung des Piavethals und der des Cordevoethals ist weniger übertieft als das Piavethal oberhalb und weiter unterhalb. Der Grund ergibt sich leicht: bei Ponte verliess ein Gletscherarm, der einen sehr grossen, vielleicht den grösseren Teil des Eises mit sich führte, das Piavethal und trat in das Querthal von S. Croce ein, das er stark übertiefte. Nur ein Teil des Eises wandte sich ins Becken von Belluno. Von ihm rührt der Gletscherschliff her, den ich 1889 gegenüber Ponte am linken Piaveufer auf grauem Mergel nach S 60° W gerichtet beobachtete. So kam es an der Stelle der Bifurkation zu einer Diffluenzstufe, die freilich heute durch die Alluvionen der Piave verchleiert ist, sich aber deutlich auch in der geringen Breite der Trogfurche äussert. Die Übertiefung setzt erst weiter unten wieder stärker ein, wo der Belluneser Arm des Piavegletschers durch den Cordevolegletscher vergrössert wurde.

Hoernes möchte die Schmalheit der Strecke des Piavethales bei Belluno auf den festen eoocänen Flysch zurückführen, der hier ansteht (Dolomitriffe S. 459). Allein das Gestein zwischen Longarone und Ponte ist noch weit härter und gleichwohl der Thaltrog weiter.

Höhere Gesimse im Piavethal, im Cordevoethal und im Becken von Belluno.

Ausser dem geschilderten Gesimse, dem die Stufenmündungen der kleineren Seitenthäler angehören, erscheint im Piavethal noch ein um 200 m höheres. Es setzt die bis zu 1 km Breite anschwellende Terrasse von S. Osvaldo (1016 m) und des Colle Ciapelin (1154 m) südwestlich von Perarolo zusammen und lässt sich von hier mit Unterbrechungen über Tartana di Sopra, die grosse Terrasse des Col Tazon und den M. Degnon im Westen der Piave bis zum Becken von Belluno verfolgen. Zu beiden Seiten der Mündung des Vajont-Thales ist es ebenfalls kenntlich.

Auch im Cordevoethal zeigt sich im Becken von Agordo etwa 200—300 m über dem S. 983 beschriebenen alten Thalboden ein noch älterer in etwa 1100 m Höhe. Er ist durch eine in 1100—1200 m Höhe gelegene sehr ausgedehnte Terrassenfläche leicht zu erkennen. In sein Niveau dürften manche der Gesimse gehören, die in der Cordevoleschlucht unterhalb des Beckens von Agordo auftreten.

Im Becken von Belluno bilden am Nordabhang der Vicentin-Kette Terrassen dieses Niveaus in 850—900 m ausgedehnte Flächen, die nach Süden sauft gegen den Kamm der Kette ansteigen und in die die Bäche tiefe Furchen gerissen haben. Auch diese hohen Gesimse senken sich deutlich in der Richtung des Beckens von Belluno nach Westen: ihre Kante liegt bei Belluno in rund 800 m, bei Feltre in etwa 700 m.

Querthal von S. Croce.

Die Terrassen des hohen Thalniveaus, die am Nordabhang der Vicentin-Kette auftreten, heben sich allmählich gegen die Firstlinie dieser Kette empor. Nicht sagen lässt sich oft, wo das Gehänge des Kammes aufhört und die Terrassenfläche beginnt. Es trägt der ganze Abhang der Kette bis zur Höhe dieser Terrassen die Züge einer alten Landschaft, die nur durch die Moränen gestört und mehr noch

durch die rückgreifende Erosion einzelner Bäche zerschnitten, aber nicht vernichtet worden ist. In schärfstem Gegensatz zu diesen Formen steht der überaus steile Abfall der Vicentin-Kette zum Thal von S. Croce, vor allem zu demjenigen Stück desselben, in dem der Lago Morto liegt.

Sanfte ausdruckslose Formen gleichen Charakters wie die eben geschilderten mit den hohen Thalterrassen des Beckens von Belluno im Zusammenhang stehenden treffen wir auch östlich des Thales von S. Croce in der ausgedehnten verkarsteten Hochfläche des Bosco del Cansiglio, dessen Höhen, von wenigen höher aufragenden flachen Rücken abgesehen, sich zwischen 1000 und 1300 m bewegen. Gross ist auch hier der Gegensatz zwischen der Einförmigkeit der alten Landschaft auf der Höhe und den jugendlichen Formen der Gehänge des Thales von S. Croce, das 800 m, ja am Lago Morto sogar 1200 m tief zwischen der Vicentin-Kette und dem Bosco del Cansiglio in jene eingesenkt ist.

Viel diskutiert ist dieses Thal. Es folgt streckenweise einem grossen Transversalbruch, an dem das Gebirge im Osten gegenüber dem im Westen wohl um 10 km nach Süden verschoben ist. Nach dem Grundriss des Thales, dessen Wasserscheide sich nur 120 m über die Piave bei Ponte nelle Alpi, erhebt, ist dasselbe meist als altes Piavethal betrachtet worden, das später verlassen wurde, und diese Anschauung hat noch heute zahlreiche Anhänger.

Der erste, der annahm, dass noch in historischer Zeit die Piave durch das Thal von S. Croce direkt nach Süden geflossen und erst durch den von der Höhe des M. Costa bei der Alp Prese niedergehenden Bergsturz des Fadalto abgelenkt worden sei, war Catullo. Er schloss darauf aus dem Auftreten erratischer Piavegesteine im Süden der Wasserscheide bei Vittorio. Taramelli lehnte zuerst die Annahme ab, dass die Piave früher über den Fadalto ins Thal des Meschio und von hier über Vittorio oder durch das Thal des Soligo in die Ebene geflossen sei (Una passeggiata geologica da Belluno a Conegliano. S.-A. aus der Zeitung La Provincia di Belluno N. 59. Mai 1871 S. 10), nahm aber später (Geologia delle Provincie Venete 1882 S. 37) wenigstens für die jüngere Tertiärzeit einen solchen Lauf an. Für ein altes Piavethal erklärte das Thal auch 1892 R. Hoernes (Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. 1892 S. 349) und 1894 Olinto Marinelli (Boll. Soc. geogr. Ital. (3) VII 1894 S. 715), während Tellini (Boll. Soc. geolog. Ital. XII Heft 1. S. 11 S.-A.) diese Anschauung ablehnt.

Die Beziehungen des Quartales zur Tektonik, die schon vorher mehrfach hervorgehoben worden waren, schildert besonders R. Hoernes (in E. von Mojsisovics, Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879 S. 457); er erkannte aber schon, dass das Thal vom Fadalto ab nach Süden nicht mehr der Bruchlinie folgt, sondern sich immer mehr von derselben nach Westen entfernt, und bezeichnet daher dieses Thalstück ausdrücklich als „Auswaschungthal“. Gerade dieses Stück zeichnet sich durch seine jugendlichen Formen aus. K. Futterer (Zeitschrift d. Deutschen geolog. Ges. XLIV 1892 S. 123) will den tektonischen Ursprung der Seen dartun: Sie sollen eingesunkenen Schollen entsprechen. Die Entstehung dieses Einbruchs möchte er am liebsten in die Postglacialzeit verlegen. Allein aus dem Zusammenfallen der Gegend der Seen mit einem Bruchgebiet darf umso weniger auf einen genetischen Zusammenhang geschlossen werden, als das Fadaltothal weiter nach Süden bei ganz gleichen Formen durchaus unabhängig von der Tektonik ist (siehe oben).

Suchen wir aus den morphologischen Verhältnissen der Lösung der Frage näher zu kommen, indem wir die Beziehungen des Fadaltothales zu unseren alten Thalböden im Piavethal feststellen. Im Niveau unseres unteren Thalsystems erhebt sich nordöstlich die schon erwähnte Terrasse von Alpage. Das Thal von S. Croce ist deutlich in diese eingetieft und übertieft. Viel zu gross und zu weit ist das Thal für das heutige Gewässer, den F. Rai. Heute noch birgt das übertiefte Thal den See von S. Croce, den die Anschwemmungen des F. Tesa ganz wesentlich verkleinert haben. Aus der Tiefe

des Sees (35 m¹) können wir schliessen, dass die Übertiefung der Thalsole unter die Terrasse von Alpago mindestens 180 m betrug. Der Seeboden liegt etwa in der Höhe der Sohle des Piavethals bei Ponte nelle Alpi.

Oberflächlich abgedämmt ist der See wie das ganze Thal des Rai durch die Schotter, die in postglacialer Zeit im Piavethal abgesetzt wurden und die wir weiter unten S. 997 besprechen werden. Die Oberfläche der Schotterterrasse liegt am Ausgang des Thales in 405 m, der See von S. Croce in 385 m und eben so hoch die versumpfte Fläche zwischen dem Schotterriegel und dem See, einst ein Nordarm des Sees, der bei meinem ersten Besuch der Gegend im Oktober 1889 durch Überschwemmung unter Wasser stand. Würde die Schotterterrasse vom Rai nicht zerschnitten worden sein, so würde noch heute der See bis zum Becken von Belluno heran reichen. So hat sich hier im übertieften Thalweg des Piavegletschers ein See nur deswegen erhalten, weil er abseits des grossen Stromes lag, als dieser sein Bett aufschüttete.

Südlich des Sees von S. Croce vermissen wir jede Spur einer Fortsetzung der Terrasse von Alpago. Die Gehänge des Thales sind sehr steil, doch ohne Gesimse. Dieses sichtlich ganz jugendliche Thalstück erstreckt sich vom Süde des Sees von S. Croce nach Süden bis S. Floriano auf etwa 7 km; es ist in Verschüttung begriffen und der Fuss der übersteilen Wände unter gewaltigen Schuttmassen begraben. Der Lago Morto liegt zwischen zwei Bergstürzen, dem des Fadalto im Norden und dem der Cima Nove im Süden. Erst von S. Floriano ab erscheinen an den Thalgehängen wieder Spuren von Gesimsen; doch gelang es mir nicht, sie in ein System zu vereinigen. Bei Vittorio erreichen wir das Moränenamphitheater des Piavegletschers; es ist in jene alte Landoberfläche eingesenkt, die wir S. 976 an der Hand der Verbreitung des Ferretto verfolgt haben und die bei S. Pietro di Feletto in 260 m und weiter im Westen am Soligo bei Farro in 250 m Höhe liegt.

Das Fehlen von Gesimsen im Thal des Fadalto, ihr Vorhandensein im Becken von Belluno und ihr deutliches Gefälle in diesem nach Westen, das wir beim tieferen wie beim höheren System beobachten konnten, zeigt, dass schon vor der Quartärzeit die Piave bei Belluno ihre heutige Richtung nach Westen innehatte und dass sie niemals durch das Thal der Lapisinischen Seen geflossen ist. Hier lag seit der Zeit der alten, heute in der Oberfläche des Bosco del Cansiglio und am Nordabhang der Vicentin-Kette erhaltenen Landoberfläche eine Wasserscheide. Heute ist dieselbe tief unter jene alte Landoberfläche erniedrigt und so eine Thalung entstanden, über die nur eine niedrige Schwelle hinwegzieht.

Auf den Zeitpunkt der Erniedrigung gestattet uns das Auftreten des älteren Deckenschotters im Thal des Soligo einen sicheren Schluss zu ziehen. Da er, wenn auch sehr selten Urgebirge enthält, muss schon in der Günz-Eiszeit eine Gletscherzunge über die Wasserscheide des Fadalto gereicht haben. Es muss also schon damals die Wasserscheide tief unter der pliocänen Landoberfläche des Bosco del Cansiglio gelegen haben. Dass gleichwohl die Gletscher wesentlich zur Formung des Thales beigetragen haben, zeigen die gewaltigen Schutthalden und Bergstürze. Wir möchten sie, wie so oft schon in den Alpen, direkt als eine Folge der Untergrabung der Gehänge durch die Gletscher der Eiszeit auffassen, die übersteile Böschungen schuf.

1) Nach G. P. Magrini, Contributo allo studio dei Laghi Lapisini. Mem. Soc. Geogr. Ital. XII, 1905. S. 198, Karte.

Gesimse im Querthal der Piave.

Anders als im Querthal von S. Croce treffen wir im Querthal der Piave unterhalb Feltre auf Gesimse, die sich an unsere beiden im Becken von Belluno erkannten Thalböden anschliessen. Das untere Gesimse ist am Ostgehänge bei Scalon besonders gut sichtbar, weiter thalabwärts bei M. La Croce (448 m), ebenso bei Carpen am Westgehänge, wo auch ein kleines Thal in einer Stufe mündet. Bei Cornuda gehören die ausgedehnten Höhen der Tertiärhügel in dieses Niveau, das ihre aufgerichteten Schichten kappt. Die Thalsohle, auf die wir aus den Gesimsen schliessen, mag im Norden um 500 m, im Süden in 250—300 m Höhe gelegen haben; sie ging hier ungefähr im Niveau unserer alten Ferrettolandoberfläche (S. 977) ins Vorland aus.

Weit schärfer noch sind die Gesimse des oberen, älteren Thalbodens ausgeprägt.

Die Höhen westlich der Piave zeigen sehr charakteristische Formen: gerade ihre höchsten Teile weisen meist gleichmässige Böschungen auf, die weit geringer sind, als die der unteren Gehänge. Besonders augenfällig ist das an der Kette des Monte Monfenera, die zwischen Fener und Pederobba an die Piave herantritt. Die flachgeböschten rundlichen Höhen machen plötzlich in etwa 600 m Seehöhe, an manchen Stellen höher, an anderen auch etwas tiefer, steileren Böschungen Platz, die sich an die Thäler knüpfen. Es haben offenbar infolge einer relativen Senkung der Erosionsbasis die Gewässer in eine alternde Landoberfläche eingeschnitten und so jugendliche Formen geschaffen, zwischen denen Reste der alten noch erhalten sind. Nicht ganz so typisch, aber doch auch klar treten uns die gleichen Verhältnisse weiter im Norden am Tomatico entgegen. Hier wie dort bricht die alte Landoberfläche in einem hohen Gesimse am Piavethal ab. Diese Gesimse weisen am Tomatico bei Pracorf und am M. delle Pause auf eine Thalsohle in 700 m hin, bei Fener aber nur auf eine solche in 500 m. Es ergibt sich also heute für das alte Thal ein überaus starkes Gefälle (15 bis 20 ‰). 200—300 m über der Thalsohle der Ferrettolandoberfläche streicht diese weit ältere Landoberfläche gegen das Vorland aus.

Übertiefung im Val Sugana.

Wir haben S. 907 gesehen, wie der Gletscherast, der vom Etschgletscher in das Val Sugana abschwankte, den Eingang in dieses Thal übertieft hat. In der Tat trägt das ganze Val Sugana bis unterhalb Primolano, wo die Brenta in ihr Durchbruchthal eintritt, Kennzeichen der Übertiefung in ausgezeichneter Weise. Die Seitenthäler münden in Stufen, so von Norden das Valle de Pinè und das Fersenthal bei Pergine, das Val di Cave und das Thal des Torrente Maso zwischen Borgo und Strigno, das Thal des Grigno bei Grigno. Die von Süden mündenden Thäler zeigen ebenfalls Stufen, doch nicht so typisch, weil die Gehänge durchweg steil und die Thäler nur sehr kurz und daher auch in ihrem Oberlauf steil sind.

Suchen wir den Betrag der Übertiefung festzustellen. Mit Hilfe der Stufenmündungen erhalten wir für die Gegend von Borgo ein altes Thalniveau in etwa 500 m Höhe, 175 m über der heutigen Thalsohle. Allein diese Zahl gibt uns nicht den ganzen Betrag der Übertiefung, da die Sohle des Val Sugana heute von Schuttkegeln hoch aufgeschüttet ist. Schon reichen diese bis in die Schluchten hinein, die die Bäche in die Stufen der Seitenthäler geschnitten haben, und fangen so an die Stufenmündungen zu verschleiern.

Trockenthal von Faastro-Arsiè und Brentadurchbruch bei Primolano.

Als ausgesprochenes Hängethal erscheint am Ostgehänge des heutigen Brentathales bei Primolano das breite Trockenthal von Faastro-Arsiè; in steilen Mündungen klettert die Strasse von Primolano nach Faastro 160 m empor. Um ein Hängethal im gewöhnlichen Sinne handelt es sich allerdings nicht, da sein Boden oberhalb der Stufe nicht zum Brentathal, sondern vom Brentathal fort sich senkt, und zwar von 361 m bei Faastro auf 351 westlich von Arsiè. Östlich dieses Ortes streicht es als Hängethal hoch über der Sohle des Cismonthales aus. Der Grundriss des Thaltorsos ist der einer grossen Thalschlinge. Das Thal, dem Moränen fehlen — nur zerstreutes Erratum, besonders solches von der Cima d'Asta, wurde beobachtet, — und das heute im Zustand der Verschüttung sich befindet, weist an seiner Sohle eine Reihe von Dolinen auf. Das Gefälle ergibt sich zu 3—4 ‰.

Dieses alte hochgelegene, heute nicht mehr von einem seiner Grösse angemessenen Fluss durchströmte Thalstück steht im lebhaftesten Kontrast zu der engen Schlucht, in die die Brenta unterhalb Primolano eintritt. Messerscharf ist sie eingesägt und erst 200—300 m über der Sohle dieser Schlucht treten die Gehänge weiter auseinander. Schliessen wir die junge Schlucht, so erhalten wir hier eine Stufe, die weit höher ist, als die von Faastro. Denn sie führt hinauf bis auf 450 m Meereshöhe, also weit über die Höhe des Trokenthales von Faastro-Arsiè. Es muss also vor Entstehung der Schlucht hier eine Wasserscheide gelegen haben. Nach allem ist kein Zweifel, dass wir im Trockenthal von Faastro-Arsiè ein altes Brentathal vor uns haben, das früher die Brenta nach Osten entführte. Sein Niveau stimmt gut zu dem alten Thalniveau, das wir bei Borgo mit Hilfe der Stufenmündungen rekonstruierten.

Damit steht in Übereinstimmung, dass im Brentathal die Beckenform plötzlich unterhalb Primolano aussetzt. Petrographische Gründe sind hier nicht massgebend; denn schon von Strigno an ist das Val Sugana ganz in mesozoische Kalke eingeschnitten. Ich möchte das Aussetzen der Beckenform vielmehr darauf zurückführen, dass, wie wir eben gesehen haben, hier einst eine niedrige Wasserscheide lag. Über diese floss der Brentagletscher, dem nach Osten zu (vgl. unsere Karte S. 961) der Cismongletscher nur einen beschränkten Abfluss gestattete, nach Süden über. So blieb das Thalstück von Faastro-Arsiè von Gletschererosion ziemlich verschont. Der nach Süden ziehende Arm des Brentagletschers aber erniedrigte die Wasserscheide im Brentathal, so dass sich schliesslich die Brenta hierher wandte. So liegen hier zwei Diffluenzstufen vor, von denen die im Süden von der Brenta zerschnitten wurde, während die im Osten unverletzt blieb.

Hohe Thalgesimse im Val Sugana.

Noch ein zweites weit höheres Thalniveau findet sich im Val Sugana, gekennzeichnet durch mehr oder minder ausgedehnte Terrassen. Nördlich von Pergine dehnt sich die weite Hochfläche von Fornace und Baselga di Pinè, von rund 1000 m auf 800 m bei Bus sich senkend. In 800 m erhebt sich nördlich von Borgo die Terrasse von San Pietro, südlich eine solche am Abhang des Civaron. Bei Primolano gehört in das gleiche Niveau die Terrasse von Enego (750 m), auf die sich die S. 959 erwähnte Ufermoräne auflegt.

Alte Thalbodenreste zwischen Primolano und Feltre.

Wir werden weiter unten sehen, dass die Thalterrassen unseres oberen Niveaus nicht in das Durchbruchthal der Brenta hineinziehen. Sie setzen sich vielmehr bis zum Becken von Belluno fort. Rings um Fonzaso treffen wir Gesimse in Höhen von 700—800 m, so gleich nordwestlich die Terrasse von Faller und südlich zu beiden Seiten des Eingangs in das unterste Cisonthal solche am M. Roncone und an der Cima Tol. Im Osten gehört der M. Aurin dem gleichen Niveau an. Wir müssen auf eine Thalsole in etwa 650—700 m schliessen, was ungefähr dem Niveau entspricht, das wir am Eingang in das Durchbruchthal der Piave fanden¹⁾. So lässt sich ein altes Thalniveau in einer Breite von mehreren Kilometern ohne Unterbrechung von Primolano bis Feltre verfolgen.

Anders verhält sich das untere Thalniveau. Im Trockenthal von Fastro-Arsiè fanden wir in 360 m Gesimse und Stufenmündungen, die dieser Höhe entsprechen; sie begleiten uns von Arsiè nach Süden in das Thal des Cison. Zwischen Rocca und dem Ort Cison ist dieser Thalboden an den Gehängen der wilden Cisonschlucht trefflich erhalten. So hat es den Anschein, dass die Brenta einst ihren Lauf aus dem Val Sugana über Arsiè und dann nach Süden durch das unterste Cisonthal nahm, um erst 1 km oberhalb des Ortes Cison ihr heutiges Querthal zu erreichen. Weiter im Norden im Becken von Fonzaso und im Osten bei Feltre weisen die Gehängeformen und Stufenmündungen auf grössere Höhen (400—450 m); zwischen dem Brenta- und Piavegebiet bestand, nach diesen Terrassen und Stufenmündungen zu urteilen, im Cisonthal dem Anschein nach eine Wasserscheide etwa im Bereich der Enge, die der Cison heute 3 km östlich von Arsiè passiert. Die Stufe des Valle Serana ergibt hier eine Thalhöhe in rund 500 m, 150 m über dem Trockenthal von Arsiè.

Gesimse im Querthal der Brenta.

Im Querthal der Brenta unterhalb Cison erscheinen ebenfalls Gesimse, nur schmal zwar, aber doch wohl ausgesprochen. Die Oberfläche der Gesimsstücke neigt sich stark gegen die Mitte des Thales hin. Dass die Gesimse in der Schlucht der Brenta zwischen Primolano und der Mündung des Cison eine Wasserscheide in 450 m ergeben, führten wir oben aus. Auf eine Höhe der alten Thalsole in rund 300—350 m führen die stufenförmig in das Becken von Cison mündenden Seitenthäler. Weiter unterhalb stellen sich mehrere Gesimse ein. Am schärfsten ausgesprochen ist das in seiner Höhe an das obengenannte sich anschliessende; es ist bei Costa, Valstagna, Oliero besonders klar, thalabwärts auch bei Villa und Sarzon entwickelt. Es senkt sich thalabwärts und erreicht bei Bassano in rund 200 m Höhe das Alpenvorland.

Ein zweites weit höheres Gesimse begleitet das Durchbruchthal zu beiden Seiten. Es ist durch die Kante scharf markiert, in der die steilen Gehänge des Durchbruchthales und die sanft gewellten Formen der Hochfläche der Sette Comuni im Westen, sowie der in entsprechender Höhe gelegenen stärker gewellten Höhen im Osten, die im Mte. Grappa kulminieren, sich verschneiden. Alte Formen in der Höhe, jugendliche im Durchbruchthal, das ist der grosse Gegensatz, der die Landschaft beherrscht. Diese Kante hebt sich von der Terrasse von Enego (750 m) nach Süden zu empor, so dass

1) Einzelte Terrassen liegen etwas tiefer, so die von Sella Val Nevera und die von Rivai; sie gehören einem zwischen unsern beiden liegenden Niveau in ca 600 m an.

sie bei Valstagna zu beiden Seiten des Thales in rund 1100 m, am Thalausgang bei Solagna noch in 800—1000 m liegt. Diese Verhältnisse zeigen, dass das Durchbruchthal der Brenta zur Zeit jener alten hohen Landoberfläche noch nicht existierte, sondern dass hier eine Wasserscheide lag.

Fehlen grosser Becken in den Durchbruchthälern der Brenta und der Piave.

Die Verfolgung des präglacialen Thalbodens hat uns die volle Möglichkeit gegeben, den Betrag der glacialen Übertiefung zu erkennen. Diese ist bedeutend, hat aber anders als in den meisten alpinen Gletschergebieten nicht zur Bildung grosser Becken geführt. Das Becken von Belluno ist tektonischen Ursprungs und das übertiefte glaciale Thal nur schmal in dasselbe eingesenkt. Vor allem fehlen z. T. grosse Becken unmittelbar an den Gletscherzungen, die aus dem Becken von Belluno in die Querthäler eintraten. Nur der Fadaltoarm des Piavegletschers hat ein weites Becken bei Vittorio hinterlassen, das allerdings ganz von Schottern ausgefüllt ist. Und doch hat jeder der drei grossen Gletscher, die sich im Becken von Belluno vereinigten, ein wohl ausgebildetes stark übertiefetes Zungenbecken hinterlassen, aber zumeist oberhalb der Vereinigungsstelle: der Brentagletscher im weiten versumpften Val Sugana, der Cordevoletgletscher vermehrt um die Eismassen des Piavegletschers, die vom Hauptarm nach Westen abschwanken, im westlichen Teil des Beckens von Belluno, der Piavegletscher im Piavethal oberhalb Belluno. Unterhalb dieser Talstrecken mindert sich der Betrag der Übertiefung auffallend. Beim Piavegletscher mag das auf die Teilung in mehrere Äste — den von Belluno, den von Valmarino und den von Vittorio — zurückzuführen sein, beim Brenta- und Cordevoletgletscher aber darauf, dass die Eismassen in die Querthäler schon dicht am Gletscherende eintraten: nur klein ist die Fläche des Brentagletschers und des Cordevoletgletschers, die unterhalb des Troges des Val Sugana bzw. des übertiefsten Westendes des Belluneser Beckens liegt. Sie erscheint nur dadurch, dass sie im engen Thal so in die Länge gezogen ist, grösser.

Verschiedenes Alter der Durchbruchthäler.

Verschieden ist das Verhalten jedes der drei Durchbruchthäler zu den beiden alten Thalniveaus, die wir im Val Sugana und im Becken von Belluno feststellen konnten. Ins Querthal der Piave lassen sich beide in Gesimsen hinein und hier bis ins Vorland hinaus verfolgen. Ins Durchbruchthal der Brenta senkt sich das obere ältere Niveau nicht hinein; vielmehr ist das Brentathal in einen intakten 1000—1200 m hohen Rücken der Landoberfläche eingeschnitten. Wohl aber bestand das Thal schon zur Zeit des jüngeren Thalniveaus; nur nahm die Brenta damals einen Umweg über Arsìe und wandte sich erst von hier nach Süden; der Cismon war damals der Piave tributär. Das Querthal von S. Croce endlich ist überhaupt nie von einem einheitlichen Fluss durchflossen worden. Da wir das ältere der beiden Thalniveaus des Val Sugana von Primolano bis Feltre verfolgen konnten, ergibt sich, dass das Querthal der Piave das älteste der drei Querthäler ist und dass ihm einst auch die Wasser des Val Sugana zuströmten. Damit steht in Übereinstimmung, dass die alte Landoberfläche im Bereich des Piavedurchbruches am stärksten zerstört worden ist. Sie hatte allerdings schon ursprünglich hier nicht jene flachen Formen wie östlich des Thals von S. Croce oder westlich desjenigen der Brenta. Erst kurz vor Beginn der Quartärzeit schlug die Brenta ihren heutigen Lauf ein.

Geologisches Alter der beiden alten Thalniveaus.

Nur eines unserer beiden Thalniveaus sehen wir mit Ablagerungen in nachbarliche Verknüpfung treten, deren Alter genau bestimmbar ist: Das untere Thalniveau, gekennzeichnet in erster Reihe durch die Stufenmündungen, geht an der Piave ungefähr im Thalniveau unserer Ferrettolandschaft (S. 977) aus, der der ältere Deckenschotter von Farro angehört. Das legt uns nahe, dasselbe an den Anfang der Quartärzeit zu setzen. Damit steht auch im Einklang, dass ihm, wie wir fast stets bei den praeglacialen Thalniveaus im Umkreis der Alpen gefunden haben, die Stufenmündungen der Seitenthäler angehören. Wir müssen daher unser Thalniveau in eine Reihe mit dem präglacialen stellen, das im Etschgebiet sich bis ins Niveau der Sohle des älteren Deckenschotters verfolgen liess.

Das Alter des höheren Thalniveaus lässt sich direkt nicht bestimmen: es fehlt in unserem Gebiet das marine Pliocän, das im Bereich der Etschbucht die Altersbestimmung ermöglichte. Allein wir sehen unsere alte Landoberfläche nach Westen unweit Trient ohne Greuze in jene Formen übergehen, deren Alter Penck durch ihre Beziehungen zum marinen Pliocän (S. 909, 912) als pliocän dartun konnte. So dürfen auch wir unsere ältere Landoberfläche als pliocän betrachten.

Das Montello-Conglomerat als Schuttkegel der postpliocänen Piave.

Fehlt in unserem Gebiet marines Pliocän, so haben wir dafür festländische Ablagerungen, die ihrem ganzen Habitus nach den Quartärschottern sehr ähnlich sehen, aber von uns S. 977 doch als älter erkannt wurden: die mächtigen Conglomerate des Montello und seiner Nachbarschaft. Ich möchte die Vermutung aussprechen, dass wir in diesen über 100 m mächtig erschlossenen Conglomeraten die Anschwemmungen der postpliocänen Piave vor uns haben. Sie führen in der Tat die Gesteine des alten Piavethales, dem auch Cismonthal und Val Sugana tributär waren, daher auch die verschiedenen Gesteine der Cima d'Asta, wenn diese auch relativ selten sind. Auch die Beschränkung des Vorkommens des Conglomerats auf die Umgebung der Mündung des Piavethales, das am Ausgang der Pliocänzeit alle jene Gewässer vereint dem Alpenvorland zuführte, stimmt damit. Die grosse Mächtigkeit der Ablagerung spricht dafür, dass sie in einem Senkungsfeld, das während des Sinkens verschüttet wurde, zum Absatz kam. Daher möchte ich im Montello-Conglomerat nicht sowohl ein genaues zeitliches Aequivalent unseres pliocänen wohl ausgeglichenen Thalsystemes mit seinen alten Formen sehen, als vielmehr ein Produkt der Zeit, wo durch eine relative Senkung der Erosionsbasis am Alpenfuss — sei es nun Senkung des Vorlandes oder Hebung der Alpen en bloc oder die Kombination beider Bewegungen — die Flüsse zu neuer lebhafter Erosion in jene alte Oberfläche veranlasst wurden. Mit der dadurch bedingten Belebung der Thaleintiefung stimmt das grobe Korn der Gerölle des Conglomerates überein. Das Conglomerat ist also postpliocän.

Abbrechen der pliocänen Landoberfläche gegen die venezianische Ebene.

In 500 m Höhe sehen wir den Boden des pliocänen Piavethales gegen das Alpenvorland ausstreichen, 400 m über der vorlagernden Ebene. Aber nicht nur die Thalsohle, sondern die ganze weite alte Landschaft, die wir auf den Höhen fanden, bricht in dieser Weise plötzlich ab, und zwar entlang einer Linie, die ganz gerade von Caltrano am Astico nach Osten bis Bassano an der Brenta und von hier nach Nordosten über Pederobba (an der Piave) bis Serravalle zieht. Südlich davon dehnt sich um 500—1000 m — je nach der Örtlichkeit — tiefer gelegen das Tertiärhügelland aus. Die mächtige

Bruchstufe, in der beide Landschaften sich von einander scheiden, ist überaus prägnant und durch Erosion nur in der Gegend von Conco etwas zurückgedrängt.
Schiefstellung der alten Gesimse im Piave- und Brentathal.

Wir fanden die Gesimse im Becken von Belluno bei Feltre in rund 700 m, beim Ausgang des Piavethals ins Vorland in rund 500 m. Sind diese Werte auch nur rohe Näherungswerte, so ergibt sich doch in jedem Fall für diese Strecke für die alte Thalsole das überaus steile Gefälle von 15⁰/₁₀₀, während wir im Becken von Belluno wie im Val Sugana nur ein solches von 4⁰/₁₀₀ schätzen konnten. Das steile Gefälle im Durchbruch kann kein ursprüngliches sein. Wir müssen daher auf eine Dislokation, eine Schiefstellung des Querthales im Sinne einer Verstärkung der Neigung schliessen. Die Hebung, die das Becken von Belluno im Vergleich zum Thalausgang erfahren, berechnet sich unter Zugrundelegung eines ursprünglichen Thalgefälles von 4—5⁰/₁₀₀ zu rund 150 m. Weit grösser ist die gesamte Hebung gegenüber dem Alpenvorland und dem diesem benachbarten tertiären Hügelland; denn der pliocäne Thalboden streicht wie wir eben (S. 992) sahen, volle 200—300 m über dem präglacialen und 300 bis 400 m über dem heutigen am Gehänge der Alpen gegen das Vorland in der Luft aus. So kommen wir in unserem Gebiet, wie Penck im Etschthal, zum Resultat, dass seit Entstehung unserer pliocänen Landoberfläche eine relative Hebung der Alpen erfolgt ist, die an Betrag vom Alpenrand ins Innere des Gebirges hinein zunahm. Am Alpenrand etwa 300 m betragend, wächst sie im Becken von Belluno auf rund 450 m.

Aber auch der jüngere unserer Thalböden hat mit 7—10⁰/₁₀₀ im Piave- und im Brentathal ein zu steiles Gefälle; eine geringe Hebung — um 50—80 m — des Thalstückes im Becken von Belluno gegenüber dem Thalausgang bei Cornuda und Bassano scheint daher noch während der Quartärzeit erfolgt zu sein.

Ereignisse der Postpliocän- und Präglacialzeit.

Der Zeitraum, der sich zwischen die Zeit einschob, wo unsere pliocäne reife Landschaft entstanden war, und diejenige, in der das präglaciale wohl ausgeglichene Thalsystem die Wasser der Piave dem Vorlande zuführte, ist durch eine Reihe von Ereignissen in unserem Gebiet gekennzeichnet. Es erfolgte erstens eine relative Tieferlegung der Erosionsbasis um 300 m. Während dieser Tieferlegung wurden von der Piave die über 100 m mächtigen Schottermassen, die heute den Montello zusammensetzen, abgelagert. Diese Schotter wurden hierauf verfestigt und zu einer Antiklinale aufgewölbt. In diese Antiklinale wurde dann erst der präglaciale Thalboden eingeschnitten. Die Antiklinale des Montello ist postpliocän und präglacial. Während dieser Zeit wurden in den Alpen die zwischen dem obern und untern Niveau liegenden Formen durch Erosion und Denudation geschaffen.

Dem gegenüber sind, von den Vergletscherungen abgesehen, die Ereignisse seit der Ausbildung des präglacialen Thalsystems gering. Eine Erniedrigung der Erosionsbasis hat nur um 100 m stattgefunden. Doch sind Spuren einer Fortdauer der Hebung und Schiefstellung der Alpen in der verstärkten Neigung der präglacialen Gesimse an der Piave vorhanden.

Postglaciale Thalverschüttung durch Bergsturz- und Gehängeschutt.

Wenden wir uns nunmehr den Ablagerungen innerhalb des vom Eis der letzten Vergletscherung bedeckten Areals zu. Die Täler zeigen vielfach Spuren einer jungen

weitgehenden Verschüttung. Wir haben schon S. 970 die früher mehrfach für Endmoränen gehaltenen grossen Bergsturzmassen erwähnt, die in der Postglacialzeit, vielleicht gleich nach Schluss der Eiszeit, im Thal von St. Croce und bei Vedana im Becken von Belluno niedergingen. Sie sind nur einige aus der grossen Zahl von Bergstürzen, die infolge der durch die glaciale Übertiefung entstandenen Übersteilheit der Gehänge in die Thäler niederbrachen. So reiht sich — um nur ein Beispiel zu nennen — im Boite-Thal südlich von Cortina bis Borca ein Bergsturz an den andern; sie fielen von Osten her von den Wänden des Sorapis und des Antelao. Noch in historischer Zeit ereigneten sich solche Abstürze, so am Antelao¹⁾ 1814, wobei zwei Dörfer begraben wurden. Im Vanoithal erfolgten vom M. Calmandro 1825 grosse Bergabbrüche, die den T. Vanoi zum Lago di Brutt aufstauten, der heute freilich schon wieder geschwunden ist.²⁾ Ein Bergsturz vom M. Forca im Cordevoethal vernichtete 1772 drei Dörfer und dämmte im Thal den schönen, aber flachen und daher schon heute einem baldigen Untergang geweihten Alleghe-See auf.

Eine weit grössere Rolle noch als Bergstürze spielen Schutthalden am Gehänge der Thäler. Am Fuss der gewaltigen Dolomitklötze des Ampezzaner Gebietes nehmen sie besonders grosse Dimensionen an.

Interglaciale Breccie im Thal des T. Miss.

Aber auch Spuren einer ganz analogen weit älteren Verschüttung der Thäler, die älter ist als die herrschenden Moränen der Gegend, treten uns an einigen Stellen entgegen, so besonders am rechten Gehänge des oberen Thales des Torrente Miss gleich östlich des Cereda-Passes (1378 m), über den der Pfad aus dem Primörthal in das Cordevoethal führt. Hier erscheint ein ausgedehntes breccienartiges Conglomerat mit eckigen wie auch kantengerundeten und gerundeten Gesteinsstücken z. T. von Blockgrösse, dessen Oberfläche am Wege zum Pass sich bei 1270 m findet. Es senkt sich unter 10—12° von den Wänden der Cima Feltrajo nach Südosten. Seine Verbreitung gibt die geologische Karte der Dolomiten von E. v. Mojsisovics (Blatt VI) an, die es als Glacial-Diluvium verzeichnet. Seine Mächtigkeit beträgt 40—50 m. Nach Nord-Osten stösst es an Felsen. Es handelt sich um den Rest einer alten Ausfüllung des Thales mit Wildbachschutt, in die der Fluss nachträglich wieder eingeschnitten hat, wobei er sich auch tief in das Liegende des Schuttkegels eingrub. Östlich des Passes, unweit des Wirthshauses, liegt auf dem sehr festen, alt aussehenden Conglomerat lockerer Schotter und der Moränenwall eines lokalen Gletschers, der ins Miss-Thal herabstieg. Dieser Moränenwall gehört einer Phase der Würm-Vergletscherung an. Der verfestigte Schuttkegel ist also älter als die letzte Eiszeit. Obwohl Moräne in seinem Liegenden nicht gefunden wurde, möchte ich ihn für interglacial halten und in eine Reihe mit der Höttinger Breccie stellen. Er entspricht der letzteren auch darin, dass sich seine Sohle erheblich über der heutigen Thalsohle befindet. Fossilien wurden in ihm nicht gefunden.

1) Catullo, Memoria sopra le ruine accadute nel comune di Borca nel Cadorino. Belluno 1814. G. Marinelli, L' Antelao. Boll. Club Alpino Ital. 1878 S. 34.

2) Il Lago Nuovo. Ann. Soc. Alp. Trid. IV, 1877 S. 52; ferner Fratini: Lo svuotamento del Lago Nuovo di Caoria. Ebenda IX, 1882/3 S. 225.

Breccien bei Auronzo.

Im Thal des Ansei treten über Auronzo und besonders etwas thalabwärts über Villa piccola und Cella in geringer Höhe am Nordgehänge des Thales Breccienbildungen auf, die vielfach auch gerundete Geschiebe führen. Am Ausgang des Valle Diebba ist die Auflagerung dieser Breccien auf Fels zu beobachten. Moräne tritt in ihrem Hangenden auf. Obwohl eine solche in ihrem Liegenden nicht gefunden wurde, möchte ich auch diese Vorkommnisse als interglacial ansprechen. Möglicherweise sind sie mit dem gleich zu besprechenden Conglomerat von Vallesella di Cadore in Zusammenhang zu bringen.

Conglomerate und Schotter im Piavegebiet.

Im Piavegebiet treten, z. T. unter Moränen, Schotterablagerungen auf. Manche von ihnen haben wegen ihrer grossen Verbreitung schon lange die Beachtung der Geologen wachgerufen. Allein sie sind stets als präglaciale Alluvionen oder auch als Tertiär geschildert worden, ohne dass der Versuch gemacht worden wäre, ihre Beziehungen zu den Vergletscherungen festzustellen. Tatsächlich handelt es sich z. T. um recht verschiedene Ablagerungen. In drei Gebieten kommen solche Schotter vor: 1. im Becken von Cadore oberhalb Pieve di Cadore bis Lorenzago und Lozzo hin; 2. im Piavethal von Perarolo abwärts bis über Longarone hinaus; 3. im Becken von Belluno.

Das Conglomerat von Cadore.

Das ganze weite Thalbecken der Piave oberhalb Pieve di Cadore zeichnet sich durch das Auftreten eines Mittelgebirges aus, in welches die Piave ihr schmales Thal eingeschnitten hat. Auf diesem Mittelgebirge liegen sämtliche Ortschaften. Dasselbe wird von verschiedenen Bildungen zusammengesetzt. Sehr wesentlich beteiligt sich anstehender Fels an seinem Aufbau, dann aber auch eine ausgedehnte Conglomeratbildung. Letztere erstreckt sich mit gelegentlichen Unterbrechungen von der Vereinigung des Ansei mit der Piave bis Pieve di Cadore, erfüllt also das Piavethal auf eine Erstreckung von rund 10 km. In grossem Zusammenhang zeigt sich die Bildung besonders zwischen Lozzo und Pieve, während weiter oberhalb die Reste weit dürrtiger werden. Die Oberfläche der in der Tiefe zusammenhängenden Schottermassen ist unregelmässig. Wir haben es mit einer alten Thalaufschüttung zu tun, deren Oberfläche bei Tre Ponti und ebenso bei Lorenzago etwas über 800 m und nördlich von Pieve an der Brücke des T. Molina (am Ausgang des Valle Otten) in 750 m liegt, was ein Gefälle von 6—8‰ ergibt. Die Oberfläche ist glacial ausgestaltet, zeigt langgestreckte Rundformen und eingefurchte Thalungen. Der beste Aufschluss findet sich am Wege von Vallesella nach Lorenzago bald nach dem ersteren Ort in einem Steinbruch. Das Conglomerat ist sehr fest und dicht, so dass es gesprengt wird. Es ist hell, da es zum grössten Teil aus weissen Kalkgeröllen besteht. Doch finden sich auch Gerölle der alten Schiefer des Comelico darin. Die Gerölle erreichen gelegentlich die Grösse eines Kindskopfes. Hohle Geschiebe treten auf. Beim Ausbrechen eines Kalkgerölles bleibt oft dessen Oberflächenschicht am Bindemittel haften. Horizontale Schichtung ist vorhanden und besonders am T. Molina sowie an den Aufschlüssen an der Piave zu erkennen. Hier wie auch an den unteren Mühlen am T. Molina ruht das Conglomerat auf Fels auf, in den die Piave einschneidet. Seine Mächtigkeit, von der Auflagerung auf Fels an der

Piave bis zu seiner Oberfläche bei der Brücke über den T. Molina gemessen, beträgt rund 100 m. Es ruht auf einer unregelmässigen Oberfläche auf, sodass die Höhe seiner Sohle sehr verschieden ist. Da Moräne mehrfach im Hangenden des Conglomerates auftritt und grosse Blöcke desselben, z. B. am oben erwähnten Steinbruch bei Vallesella, in den Moränen vorkommen, ist es älter als die Vergletscherung, zu der die Moränen der Gegend gehören. Andererseits liegt seine Sohle rund 200 m unter dem präglacialen Thalniveau, das wir bei Pieve di Cadore etwas unter 900 m feststellten (S. 982), und drängt sich mit einem Ausläufer in das schmale Piavethal, das südlich von Pieve di Cadore zwischen dem Monte Zucco und dem Picco di Roda in das alte Thalniveau eingetieft ist. Es steht hier noch zwischen der Fahrstrasse nach Perarolo und derjenigen nach Damos in 730 m Höhe an. Seine Bildung fällt sonach zwischen die Präglacialzeit und die Würm-Eiszeit. Mehr, als dass es sich hier um eine überaus mächtige Thalansfüllung handelt, können wir über seine Entstehung nicht sagen.

Das Conglomerat von Cadore hat schon mehrfach Erwähnung gefunden. Loretz, der seine Verbreitung kurz schildert, rechnet es zum Diluvium (Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXVI, 1874, S. 472); R. Hoernes erwähnt es als präglaciales Conglomerat (Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1875 S. 268 und bei v. Mojsisovics, Dolomitriffe 1879 S. 307). Taramelli rechnet es zum Messinian (Geologia delle Provincie Venete 1882 S. 177.), Sacco zum Villafranchiano (Anfiteatri morenici del Veneto. 1899 S. 31). Da Fossilien aus der Ablagerung nicht bekannt sind, lässt sich die Altersbestimmung nur nach den allgemeinen Lagerungsverhältnissen ausführen; diese weisen unbedingt auf ein quartäres Alter, wie wir gesehen haben.

Auffallen könnte im ersten Augenblick, dass die ausgedehnten Conglomeratmassen sich so mitten im breiten Piavetal durch die Würm-Eiszeit hindurch erhalten haben. Allein das Becken von Cadore wurde nicht von einem stark strömenden Gletscher durchflossen. Wie die Karte S. 961 zeigt, bestand hier eine weite Eisansammlung mit ganz geringem Gefälle. Ein grosser Teil des Eises des obersten Piavegebietes wurde dem Piavethal über den Mauriapass (1299 m) zum Tagliamento entführt, während die Eismassen des Boitethales erst unterhalb Pieve di Cadore einmündeten. Das Becken von Cadore war daher relativ geringer Glacialerosion ausgesetzt. Daher die Erhaltung des Conglomerats von Cadore.

Im Thal des Boite am Wege von Valle di Cadore zur Boitebrücke hoch über dem Fluss erscheint unter Moräne ein Schotter, der auch bei Supiano wie auch beim Anstieg von der Brücke nach Piano di Sotto ansteht. Er setzt z. T. die Terrassenflächen in rund 700 m Höhe zusammen, in die das postglaciale Thal des Boite eingeschnitten ist. Seine Oberfläche liegt hier etwa in gleicher Höhe wie die des Conglomerates von Cadore. Trotzdem möchte ich ihn aber nicht mit jenem vereinigen. Er hat durchaus den Typus fluvioglacialer Bildungen und zeigt Übergänge zur Moräne in seinem Hangenden, während das Conglomerat von Cadore scharfe Diskordanzerscheinungen gegenüber den hangenden Moränen aufweist. Ich möchte daher den Schotter von Valle für weit jünger halten.

Schotter zwischen Perarolo und dem Becken von Belluno.

Volle 160 m tiefer als die letzten Ausläufer des Conglomerats von Cadore, die in der Piaveschlucht am Gehänge kleben, treten bei Perarolo Schotter auf. Diese Höhendifferenz bei der geringen Entfernung von kaum mehr als 1 km lässt sofort erkennen, dass wir es mit einer altersverschiedenen Bildung zu tun haben, obwohl auch sie sehr gut verfestigt ist. Ihre Oberfläche liegt in 570—580 m, rund 40 m über

der Piave. Am rechten Piaveufer haben sich Reste dieses Schotters mehrfach erhalten, so bei Perarolo selbst und vor allem weiter unterhalb bei Case Fontanelle, unterhalb der Strasse, wo er grosse Wände bildet. Die Schichtung der hier 30 m mächtigen Ablagerung ist horizontal. Die unteren Schichten sind dicht verfestigt und gelblich, die oberen als lockerer Schotter entwickelt. Eine Quelle erscheint an der Sohle des Conglomerates auf stark verfestigtem Bänderthon, in dem gekritzte Geschiebe vergeblich gesucht wurden. Weiter abwärts finden sich Reste dieses Conglomerates am Gehänge angeklebt bei Rucorvo und Ospitale. Ein locker verfestigter Schotter, dem gleichfalls die Moränenbedeckung fehlt, baut am linken Piaveufer die ebene Terrasse des Piano di Ansogne (566 m) 2 km südlich von Perarolo auf. Die unteren Schichten zeigen lokal schräge Schichtung; auf das Conglomerat legt sich hier ein junger Schuttkegel.

Weiter unterhalb bei Longarone setzen an der Piave Terrassen ein, die sich 20 bis 30 m über den Fluss erheben und aus conglomerierten Schotterbänken bestehen. Sie begleiten den Fluss, der sie z. T. durch seitliche Erosion stark zerstört hat, bis hinaus ins Becken von Belluno. Das postglaciale Alter dieser Schotter unterhalb Longarone ist nicht zu bezweifeln. Ob aber die Vorkommnisse weiter oberhalb bei Perarolo mit dem Schotter von Longarone parallelisiert werden dürfen, sei dahin gestellt. Jedenfalls reden sie von einer Thalaufschüttung, die auf die Eintiefung und Übertiefung folgte.

Schotter im Becken von Belluno.

Im Becken von Belluno treten ausgedehnte Ablagerungen von Schottern und Conglomeraten auf. Es lassen sich drei verschiedene Bildungen unterscheiden.

Aus einem oft conglomerierten Schotter bestehen die weiten, vollkommen ebenen Terrassenflächen, die unmittelbar an die soeben geschilderten Terrassen von Longarone anschliessen. Eine Breite von fast 2 km erreichen sie bei Ponte nelle Alpi, da hier die Piave epigenetisch in Fels eingeschnitten und so ihren Lauf festgelegt hat, so dass sie an der Zerstörung der Schotter durch laterale Erosion gehindert wurde. Nirgends liegt Moräne auf diesen Schotterflächen; immer bilden sie, soweit sich nicht junge Schuttkegel auf sie legen, unmittelbar die Oberfläche, so auch bei Belluno und weiter talabwärts. Diese Schotterflächen senken sich flussabwärts von 405 m bei Polpet unweit Ponte nelle Alpi auf 318 m bei Cesa (6⁰/₁₀₀).

Über das Niveau dieser ebenen Schotterflächen heben sich flache moränenbedeckte unregelmässige Terrassen empor; z. T. bestehen sie aus Fels, z. T. sind sie von verfestigtem Schotter aufgebaut. Der Ardo, der bei Belluno in die Piave mündet, schneidet nördlich dieser Stadt, wie schon Taramelli schildert¹⁾, in diesen Schotter ein. Mit scharfer Grenze liegt auf ihm Moräne. Auch die schmale Landzunge zwischen der Piave im Osten und dem Ardo im Westen besteht daraus. Die hangende Moräne fehlt hier. Seine Oberfläche liegt bei 390—400 m, etwa 20—30 m höher als die der aus mehr lockerem Schotter zusammengesetzten Terrasse weiter östlich bei Nogare.

Conglomerierter Schotter unter Moräne tritt rund 2 km nördlich des Sees von S. Croce bei Sitran auf; doch liegt sein oberes Niveau höher, bei 470 m. Taramelli²⁾ gibt ihn als präglaciale Alluvion an.

Das Verhältnis des Conglomerates im Liegenden der Moränen zum moränenfreien Schotter, der die weiten ebenen Terrassen bei Polpet zusammensetzt, konnte

1) Note illustrative etc. S. 159.

2) Geologia delle Provincie Venete. 1882 S. 200.

ich nicht direkt an Aufschlüssen beobachten. Hoernes¹⁾ hält die genannten moränenfreien Terrassen für Erosionsterrassen, die die Piave in das alte Conglomerat eingeschnitten. Die äussere Form spricht nicht dafür. Ich möchte vielmehr in den moränenfreien Terrassenschottern eine Bildung sehen, die mit den tiefen Schottern bei Perarolo in Zusammenhang zu bringen ist. Sie zeugen für eine vielleicht von Perarolo, sicher von Longarone bis ins Becken von Belluno nach dem Maximum der Würm-Eiszeit erfolgte Talaufschüttung.

Das Conglomerat unter Moränen ist dagegen älter als die Würm-Eiszeit, deren Moränen in seinem Hangenden auftreten. Gleichwohl ist es quartär; denn es liegt im glacial übertieften Thal. Ob das Conglomerat bei einer Schwankung der Würm-Vergletscherung, also etwa der Laufschwankung, entstand oder vielleicht auch beim Herannahen der Würm-Vergletscherung, sei dahin gestellt.

Das interglaciale Conglomerat von Cadola bei Belluno.

Wesentlich anders als bei diesen horizontalgeschichteten Conglomeraten des Beckens von Belluno ist der Charakter einer Ablagerung bei Cadola westlich von Ponte nelle Alpi, die Taramelli²⁾ ebenfalls als Alluvione preglaciale bezeichnet. Sie setzt die Spitze der Terrasse, die die Piave nach Südosten drängt, zusammen, reicht jedoch über deren Niveau heraus und steht auch unmittelbar an der Strasse südlich der Piave an. Es ist ein unregelmässig geschichtetes, ungefähr gegen Süden fallendes Conglomerat, das sehr dicht und feinkörnig ist und aus z. T. schlecht gerollten Kalkgeröllen, stellenweise auch aus reinem Sand besteht. Es erhebt sich bei 40 m Mächtigkeit etwa 20 m über das Niveau der Terrasse von Polpet und lässt sich andererseits bis zum Niveau des Flusses hinab verfolgen; doch hat dieser stellenweise schon in den liegenden Fels eingeschnitten. Die Auflagerungsfläche des Conglomerates ist sehr unregelmässig. Es lehnt sich nach Süden an die nördlichen Ausläufer des Monte Faverghera an und ruht, wie ich 1889 feststellen konnte, unmittelbar an der Strasse bei Cadola auf Grundmoräne auf, mehrfach über dieselbe überhängend; auf der Grundmoräne und auf dem Bänderthon, der diese lokal vertritt, treten kleine Quellen zu Tage. An einem zweiten Aufschluss an der Strasse sah man 1889 Fels, Moräne und Conglomerat übereinander, doch so, dass die Moräne unter dem Conglomerat seitwärts auskeilte und letzteres sich hier direkt auf den Fels legte; das ist auch am Fluss der Fall.

In einem kleinen Fetzen hat sich das Conglomerat auch am Wege von Ponte nelle Alpi nach Pajà erhalten. Hier liegt Moräne auf ihm. Mehrfach kommen Geschiebe des Conglomerates in den Moränen der Umgebung von Cadola und Ponte nelle Alpi vor. Das Conglomerat von Cadola ist also wesentlich älter als die Würm-Moränen in seinem Hangenden und gehört einer früheren Phase der Quartärzeit an. Seine Lage weist auf ein interglaciale Alter³⁾. Doch ist nach seiner Beschaffenheit nicht ausgeschlossen, dass es unweit des Gletschers, also in einer Phase des Rückzuges einer früheren Eiszeit abgesetzt wurde.

1) Zeitschrift des Deutschen u. Österr. Alpenvereins, 1878 S. 141.

2) Geologia delle Provincie Venete. S. 200.

3) So von mir in der Übersicht der Hauptergebnisse der Preisarbeit erwähnt. Mitt. des D. u. Ö. A.-V. 1890 S. 258.

Rückzugsstadien. Fehlen von Moränen der Rückzugsstadien im Val Sugana.

Wir haben oben gesehen, dass die Endmoränen im Bereiche des Piavegletschers auf eine schmale Zone zusammengedrängt sind. Suchen wir nunmehr nach Endmoränen, die beim Rückzug der Vereisung oder bei Vorstößen, die diesen Rückzug unterbrachen, abgelagert worden sind und die uns verschiedene Stadien markieren. Eine vollständige Kartierung der Endmoränen der einzelnen Stadien erfordert stets eine detaillierte, zeitraubende Aufnahme, wie wir sie in keiner Weise bei unseren Wanderungen durchführen konnten. Unsere nachfolgenden Darlegungen sind daher unvollständig.

Moränen, die etwa einem Stadium analog dem Bühlstadium entsprechen könnten, fehlen im Val Sugana. Das kann uns nicht Wunder nehmen, da der Brentagletscher nur ein Ast des Etschgletschers war. Die Moränen des Bühlstadiums des Etschgletschers aber fand Penck wenig unterhalb Bozen: Das Val Sugana war zur Zeit des Bühlstadiums eisfrei. Ufermoränen finden sich zwar gelegentlich an den Gehängen des Val Sugana unter der oberen erratischen Grenze. So erstreckte sich zeitweilig oberhalb Borgo di Val Sugana eine kleine Zunge des zurückgegangenen Brentagletschers über den Sattel südlich von Novaledo ins Sellathal, das durch den M. Armenterra vom Brentathal getrennt wird. Sie hat hier in 940 m Höhe Endmoränen aufgebaut. Die Eisoberfläche lag damals im Hauptthal in etwa 1100—1200 m Höhe, rund 300 m unter der obersten erratischen Grenze; das Eis besass immer noch eine Mächtigkeit von 700—800 m. Das Gletscherende muss weit thalabwärts gesucht werden. Es handelt sich also bei den Endmoränen des Sellathales um eine Stillstandslage, die noch zur Hauptphase der Würm-Vergletscherung gehört. Ihr grosser Abstand von der oberen erratischen Grenze widerspricht dem nicht. Wir müssen uns vergegenwärtigen, dass für den schmalen, über eine Wasserscheide hinweg vom Hauptgletscher gespeisten Brenta-Arm des grossen Etschgletschers eine geringe Senkung des Eises im Hauptthal schon eine erhebliche Verminderung der Eiszufuhr bedeutete und so eine merkliche Senkung der Oberfläche hervorrief.

Stadien im Vanoithal.

Wir haben oben S. 959 bei Darlegung der oberen Gletschergrenze die ausgedehnten Moränenablagerungen bei Canale San Bove geschildert, die den Ausgang des Lozenthales verbauen und sichtlich nach ihrer scharfen Abgrenzung nach oben und nach ihrer mächtigen Entwicklung einem langen Halt des Vanoigletschers angehören. Die Gletschergrenze lag hier tief im Innern des Gebirges 300 m unter der oberen erratischen Grenze und weist auf eine Mächtigkeit des Eises von rund 400 m. Die Stirn des Gletschers muss in der Vanoi-Schlucht, dem Val Cortella, unterhalb Canale San Bove gesucht werden. Der Vanoi-Gletscher, der zur Zeit des Maximums bis zu seiner in 1000 m Höhe erfolgenden Vereinigung mit dem Brenta-Piavegletscher bei Fonzaso 35 km lang gewesen war, war nunmehr auf nicht ganz 25 km reduziert. Aber nicht nur der Vanoigletscher hat Moränen eines Rückzugsstadiums hinterlassen, sondern noch deutlichere der ihm von NE zukommende Lozengletscher, der von der Cima d'Arzon herabstieg. Folgen wir dem Val Lozen aufwärts gegen die Forcella Calaita, so erreichen wir an der Malga Doch eine prächtige Ufermoräne des Lozengletschers. Sie dämmt den seichten Calaita-See (1622 m) auf und lässt sich als Wall bis etwa 1800 m aufwärts verfolgen. Ein entsprechender Wall ist am gegenüberliegenden westlichen Thalgehänge sichtbar, so besonders bei der Malga Folga di Sotto (ca 1500 m). An das Ende

dieses Walles, der sich ins Thal herabkrümmt, schliessen sich durch nachträgliche Erosion stark zerstückelte Schotterterrassen an. Innerhalb dieses Moränenkranzes zeigen sich am Thalgehänge unterhalb der Malga Doch noch zwei Wälle, jeder einen etwas kleineren Gletscherstand markierend. Alles das sind Erscheinungen, wie sie typisch für ein langdauerndes Stadium sind. Die Schneegrenze des etwa 4 1/2 km langen Gletschers kann nach dem Auftreten der Ufermoränen nicht tiefer als in 1800 m gelegen haben. Aber auch wesentlich höher kann sie nicht gewesen sein. Denn die umrahmenden Kämme im Hintergrunde bewegen sich zwischen 2300 und 2464 m und schon eine Schneegrenze in 1900 m Höhe würde ein Verhältnis des Sammelgebiets zum Abschmelzgebiet wie 1 : 1 ergeben. Die Schneegrenze des durch die Moränen des Lozengletschers repräsentierten Stadiums lag also rund 200 m höher, als wir sie im dicht benachbarten Primörthal für das Maximum der Würm-Eiszeit fanden, und rund 900—1000 m tiefer als heute. Das erweist die Zugehörigkeit der Moränen des Lozengletschers zum Bühlstadium.

Im Einzugsgebiet des Lozengletschers finden sich zwei schöne Kare mit gut ausgeprägten Karböden in 1900 und 2000 m Höhe, das südliche kleinere mit einem kleinen See. Die Schuttmassen (Glimmerschiefer) dürften als Moränen kleiner Firnfelder anzusprechen sein, die eine Schneegrenze in 2100—2150 m verlangen, 500—550 m höher als zur Zeit der Würm-Vergletscherung, 600—650 m unter der heutigen. Daraus geht die Zugehörigkeit jener Moränen zum Geschnitzstadium hervor.

Stadien im Primörthal.

Einen Gletscherstand, der dem des Vanoigletschers bei Canale S. Bove entspricht, treffen wir auch im Primörthal. Der Cismongletscher setzte damals die Ufermoränen von Dangole ab, deren höchste (1300 m) etwa 300 m unter der oberen Grenze des Eisstandes zur Würm-Eiszeit bleibt. Die Stirn des Gletschers muss in der Schlucht des Val Schenere gelegen haben. Nach Analogie dürfen wir auf Zugehörigkeit zum Bühlstadium schliessen.

Mit dem Bühlstadium des Vanoi- und des Cismongletschers sind wohl die niedrigen Schotter-Terrassen in der Cismonschlucht bei Lamon in Zusammenhang zu bringen, die wir S. 964 schilderten: sie stellen mutmasslich das fluvioglaciale Äquivalent der Bühlmoränen dar. Ihr Auftreten in der Schlucht lehrt, dass, als die Moränen und Schotter des Bühlstadiums aufgeschüttet wurden, die 200 m mächtigen fluvioglacialen Bildungen des Beckens von Lamon vom Cismonfluss schon bis zur heutigen Thaltiefe zerschnitten waren.

Im Val di Canali, das bei Fiera sich mit dem Primörthal vereinigt, erscheint die oft beschriebene¹⁾ gewaltige Endmoräne (1015 m), auf der das Castel Pietra steht. Die Moräne ist in ihren unteren Lagen mehr feinkörnig mit gut gerundetem Material, gelegentlich auch undeutlich geschichtet; die obersten Partien bestehen aus einem gewaltigen Haufwerk von Kalksteinblöcken, den Trümmern eines Bergsturzes, der vom Canali-Gletscher hergetragen und abgesetzt wurde.

Der Moränenwall schliesst ein trefflich ausgeprägtes Zungenbecken ein. Der Torrente Canali verlässt dasselbe an der rechten Seite, indem er den rechten Ufermoränenwall

¹⁾ Erwähnt und abgebildet sind die Moränen u. a. von E. von Mojsisovics (Dolomitriff 1879. S. 340), beschrieben bei J. Blaas, Geolog. Führer durch Tirol. Innsbruck 1902. S. 753.

durchbricht und dann zwischen diesem und dem Fels des Belvedere entlang fließt. Da die Höhe nördlich des Belvedere noch in unmittelbarer Nachbarschaft in 1450 m Moränenmaterial trägt, so kann die Stirnmoräne von Castel Pietro nur einem Rückzugsstadium angehören. Die Schneegrenze dürfte auf dem 7 $\frac{1}{2}$ km langen Gletscher, dessen Firnumrandung sich in der Pala di S. Martino auf 2996 m erhebt, bei 1900 m gelegen haben. Es entspricht dies abermals einer Lage der Schneegrenze unter der heutigen von etwa 900; sie lag immerhin 200—300 m höher als in der Würm-Eiszeit. Es handelt sich also um das Bühlstadium.

Im obersten Primörthal treten bei San Martino auf dem aus Glimmerschiefer aufgebauten Westgehänge des Thales mächtige Massen von Dolomitgrus auf, die von den Dolomitbergen des östlichen Thalgehanges stammen und von v. Mojsisovics als Bergsturz gedeutet worden sind (S. 399.) Das Material ist z. T. ganz eckig, teilweise aber auch kantengerundet und kantenbestossen. Es ordnet sich z. T. deutlich in Wälle. Solche Wälle sind am westlichen Thalgehänge nicht besonders deutlich entwickelt; wohl aber schlingen sich solche am linken, östlichen Thalgehänge um den Ausgang des Val di Roda, desgleichen um den des Val della Vecchia und markieren so in den genannten Thälern liegende kleine sehr steile Gletscher, deren Enden sich ungefähr in 1400 m Höhe befanden; bei einem etwas grösseren Stand derselben wurden die Schuttmassen am rechten westlichen Thalgehänge abgesetzt. Ein vom Cimone de la Pala herabsteigender Gletscher verbaute mit seinen Kalk-Moränen geradezu den unteren Teil des Val Brentella westlich von San Martino (vgl. S. 950). Es handelt sich hier durchweg um das Moränensystem eines Stadiums, dessen Schneegrenze auf etwa 2100 m bis 2200 m geschätzt werden kann, also 300 m höher als wir sie beim Bühlstadium der Gegend gefunden haben. Der Gletscherstand entspricht dem Gschnitzstadium.

Stadien in der Gruppe des M. Pavione bei Feltre.

S. 979 haben wir die Endmoränen des Gletschers geschildert, der bei Aune eine Zunge von der Hochfläche des M. Pavione hinunter erstreckte. Wir mussten die Endmoränen auf zwei Stadien verteilen: die einen liessen auf eine Höhe der Schneegrenze in 1500—1600 m, der Würm-Eiszeit, die anderen auf eine solche in 1800—1850 m, dem Bühlstadium entsprechend, schliessen. Letztere Höhe stimmt gut mit der Höhe der Schneegrenze überein, die wir soeben für das Bühlstadium am Lozen- und am Canali-Gletscher, die ebenfalls SW-Exposition besaßen, gefunden haben.

Steigen wir das Thal von Aune, in dem jene Gletscherzunge lag, aufwärts und über den Kranz der Felswände in seinem Hintergrunde empor, so erreichen wir eine wellige, nach Norden ansteigende Hochfläche. Hier hat Dal Piaz eine Reihe von Moränenwällen festgestellt und in Wort und Bild geschildert. Angelehnt an Berghänge, z. T. in flachen Nischen gelegen, bestanden hier Firnfelder und kleine Plateaugletscher, von denen eine Reihe prägnante Moränenwälle aufgeschüttet haben, so anzeigend, dass sie stationär waren. An manchen derselben sind ganze Systeme von Moränen zu erkennen.¹⁾ Die Firnfelder waren klein, die grössten 1 km, die meisten aber nur etwa 0,5—0,6 km lang und darunter. Dal Piaz scheidet ihre Moränen als Materiali

1) Man vergleiche die von Dal Piaz seinem Werke (Le Alpi Feltrine. Studio geologico. Venedig 1907 4^o) beigegebene geologische Karte in 1 : 10000, vor allem auch die Kartenskizzen und Photogramme im Text S. 4—23, besonders die Abbildung S. 17, die geradezu ein kleines Amphitheater zeigt.

morenici di circo superiori ai 1850 m s. m. von den tiefer (unterhalb 1150 m) gelegenen und hat damit die Zusammengehörigkeit der oberen Moränen ausgesprochen. In der Tat lassen sie auf eine einheitliche Schneegrenze schliessen. Die Exposition der meist wenig geneigten Firnfelder war ziemlich einheitlich SW bis SO. Die tiefsten Moränen liegen etwas über 1850 m, viele in 1925—1950 m. Andererseits erheben sich die Höhen in ihrer Umrahmung oft nur bis 2170—2200 m. Das lässt auf eine Schneegrenze in rund 2000—2050 m schliessen, derart, dass für die untersten Moränen eines Firnfeldes die erste, für die obersten desselben Firnfeldes die letzte Höhenzahl gilt. Das ist rund 300 m höher, als wir für das Bühlstadium im gleichen Gebiete gefunden haben, und 600 Meter unter der heutigen Schneegrenze, die wir hier — allerdings extrapolierend — nach Richters Karte in etwa 2700 m annehmen dürfen. Jene Moränen gehören also dem Gschnitzstadium an.

Stadien im Cordevole- und Piavethal.

Im Hauptthal des Cordevole habe ich nur undeutliche Spuren eines Stadiums beobachtet. Im Becken von Agordo treten an den Gehängen bei Rivamonte und Voltago mächtige Moränenmassen auf; es sind Ufermoränen des Cordevolegletschers, die bei Voltago das Seitenthal der Sarzana in rund 850—900 m, also 500 m unter der oberen Gletschergrenze verbauen. Ausser diesem höchsten ist noch ein zweiter Wall in 760 m Höhe sichtbar. Entsprechende Moränenmassen finden sich am Abhang des Val Imperina bei Rivamonte. Eine genaue Untersuchung der Gehänge des Beckens von Agordo wird entscheiden, ob wir es hier mit einem wohlausgebildeten Stadium zu tun haben. Bemerkenswert ist, dass vom Becken von Agordo abwärts sich am Fluss junge Akkumulationsterrassen einstellen. Ihnen gehört der weite Piano di Noach an, der gewaltige alte, heute zerschnittene Schuttkegel der unterhalb Agordo in den Cordevole mündenden Bordina.

Auch im Piavetal sind keine deutlichen Spuren eines Stadiums zu finden. Die Moränenbedeckung bei Valle und Tai unweit von Pieve di Cadore ist zwar z. T. recht mächtig, doch lassen sich deutliche Wallformen nicht erkennen.

Stadien in den Ampezzaner Dolomiten.

Für die Ampezzaner Dolomiten liegen mir nur wenige Beobachtungen von Endmoränen der Rückzugstadien vor.

Nördlich von Cortina steigt die Strasse, ehe sie sich gegen Schluderbach nach Osten wendet, bei der Ruine Peutelstein in mehreren grossen Schlingen eine hohe Stufe empor. Am Aufbau derselben beteiligt sich zwar in erheblichem Masse Fels, doch spielen mächtige wallförmig aufgehäufte Schuttmassen eine grosse Rolle. Wie stets in Dolomitmoränen sind hier gekritzte Geschiebe sehr selten, aber doch vorhanden. Es liegt die Stirnmoräne eines alten Gletschers vor, der die obersten Quellthäler des Boite, das Travenanzes- und das Fanes-Thal, einnahm und von den mächtigen, mehrfach über 3000 m emporsteigenden Dolomitklötzen der Tofana und des M. Cavallo gespeist wurde. Westlich der Moräne von Peutelstein, die 1450 m erreicht, hat er ein schön entwickeltes Zungenbecken hinterlassen. Die Moräne verbaut das von der Wasserscheide von Schluderbach nach Westen ziehende Thal des Felizonbaches, der sich epigenetisch in die Verbauung eingeschnitten hat. Die Schneegrenze, die bei der grossen Ausdehnung des 11 km langen, mehrfach zusammengesetzten

Gletschers und in Anbetracht der so jähren Formen der Dolomitberge nur sehr roh geschätzt werden kann, ergibt sich zu etwa 2100—2200 m.

Südlich der Tofana lag im Falzaregothal ein an Areal weit kleinerer Gletscher, dessen Ufermoränen in Resten bei Vervei gleich oberhalb der Strasse sichtbar sind. Sein Ende dürfte in 1600 m gelegen haben. Er lässt ebenfalls auf eine Höhe der Schneegrenze in ungefähr 2100 m schliessen.

In dem schon zum Cordevolegebiet gehörenden Val Fiorentina sind oberhalb der Malga Fiorentina Moränenmassen eines Pelmogletschers zu beobachten. Bei der Malga Durona liegt mit scharfer Grenze nach oben eine schöne Reihe heller erratischer Kalksteinblöcke des Pelmo. Da die Stirn moräne des Gletschers nicht beobachtet wurde, lässt sich die Höhe der Schneegrenze nicht schätzen.

Moränen lokaler kleiner Gletscher finden sich bei Misurina. Ein von der Cima Cadini (2861 m) nach NW herabsteigender Gletscher legte seine Stirn nördlich des heutigen Misurina-Sees an das Ostgehänge des M. Popena. Die an der Stirn entstandene Moräne, auf die sich noch ein kleiner Bergsturz warf, staute den nach O. Marinelli¹⁾ nur 3,5 m tiefen See. Sie bildet die Wasserscheide (1756). Eine Ufermoräne desselben Stadiums liegt am Lago Vantorno (1853 m). Weiter nördlich stehen die Hütten der Alp Rimbiano (1840 m) auf dem Endmoränenwall eines einst vom M. Campedelle (2346 m) herabsteigenden noch kleinern Gletschers. Die Schneegrenze ergibt sich für beide Gletscher etwa in 2100 m, 600 m unter der heutigen. Es handelt sich also um Gletscher des Gschnitzstadiums.

Zusammenfassung über die Stadien.

So haben wir im Gebiet des Piavegletschers deutliche Spuren eines Bühlstadiums und eines Gschnitzstadiums, charakterisiert durch eine Lage der Schneegrenze 900 bzw. 600 m unter der heutigen. Wenn wir keine Moränen des Daunstadiums beobachtet haben, so hängt das damit zusammen, dass bei einer Lage der Schneegrenze 300 m unter der heutigen im wesentlichen nur noch die schroffen Dolomitklötze über die Schneegrenze emporragten. Wie diese heute nur ganz kleine Gletscher in Schluchten aufweisen, so wird es meist auch zur Zeit des Daunstadiums gewesen sein. Immerhin dürfte eine ins einzelne gehende Untersuchung des Gebietes zur Feststellung von Moränen des Daunstadiums führen. Besonders die Höhen der Cima d'Asta, die ich nicht besucht habe, würden, da sie aus kristallinen Gesteinen aufgebaut sind, dazu Gelegenheit bieten.

XI. Die venezianischen Gletscher.

(Fortsetzung.)

Tagliamentogletscher.

Das Tagliamentogebiet Oberer Tagliamentogletscher. Deganogletscher. Butgletscher. Eishöhe bei Tarvis im Quellgebiet des Fella-, Isonzo- und Savegletschers. Fellagletscher. Der Tagliamentogletscher im Querthal. Gefällsverhältnisse des Tagliamentogletschers. Richtung der Eisbewegung im Gletscherfächer. Jung-Endmoränenzone des Tagliamentogletschers und ihre Dreigliederung. Niederterrassenschotter. Spuren älterer Moränen und Schotter in der Umgebung von Tarcento. Spuren alter Schotter bei Udine. Eiszeitliche Schneegrenze im Bereiche des Tagliamentogletschers. Stadien.

1) Mem. Soc. Geographica Ital. VIII P. II (1898) S. 433. Marinelli möchte die Schuttmassen am See ausschliesslich auf Bergsturz zurückführen (Boll. Soc. Geogr. Ital. 1900 S. 902); ich kann dem nicht zustimmen.

Übersicht über die Übertiefung im Tagliamentogebiet. Das Becken von Osoppo als Zungenbecken. Übertiefung und alte Thalböden im Fellathal; im oberen Tagliamentothal. Übertiefung und Thalgesimse im Querthal des Tagliamento. Gefällsverhältnisse der alten Thaloberfläche. Die venezianische Ebene als Senkungsfeld. Alter der heutigen Oberfläche der Ebene. Die quartäre venezianische Flexur. Das alte Tagliamentodelta. Interglaciales Alter des Tagliamentodeltaa. Bildungsdauer des Deltas. Verbiegung der Erdkruste nach Absatz des Deltas. Interglaciales Breccie von Vignarossa. Postglaciale Verschüttung der tiefen Thäler des Tagliamentogebietes.

Das Tagliamentogebiet.

In der Anordnung seiner Thäler ist das Einzugsgebiet des Tagliamento das Schulbeispiel eines Thalsystems: Breit und kurz ist das Querthal, das hinausführt ins Alpenvorland; thalaufwärts aber verzweigt sich das Thalsystem, im Grundriss das Bild eines mächtigen Baumes mit weit ausladenden Hauptästen bietend. Das Tagliamentothal selbst ist von Amaro aufwärts als Längsthal entwickelt. Am Nordsaum der schroffen Kalksteinberge des Hauptdolomits in weiche gypsreiche Schichten der Trias eingeschnitten, ist es nach Westen über den Mauriapass (1299 m) gegen das Piavethal hin geöffnet. Das Einzugsgebiet des Tagliamento ist bis dorthin, wo sich bei Villa Santina mit ihm sein erster grosser Zufluss, der Degano, vereinigt, kleiner als das des letzteren. Dem Degano ebenbürtig ist der Torrente But, der bei Tolmezzo mündet, ihm ebenbürtig auch die Fella, deren Thal sich von Nordosten her bei Amaro mit dem des Tagliamento vereinigt. So sind es vier nahezu gleichwertige Thalstränge, die sich im Längsthal zusammenfinden. Es wurzeln, vom Tagliamento selbst abgesehen, alle in der aus paläozoischen Gesteinen aufgebauten karnischen Hauptkette, die die Wasserscheide gegen das Gebiet der Gail und damit der Drau bildet. Von Süden her aus dem Gebiet der Kalksteinberge kommen dem Längsthal nur kurze steile Thäler zu, sodass die Entwicklung des Thalsystems durchaus eine einseitige ist.

In diesen vier Quellthälern strömten gewaltige Gletscher dem Querthal des Tagliamento zu, zum grössten Teil aus autochthonem Eis aufgebaut. Zwar empfangen drei von ihnen durch Überströmen über Wasserscheiden Eis von den Nachbargletschern, vom Piavegletscher und vom Gailgletscher. Aber diese fremden Eismassen waren doch unbedeutend gegenüber den einheimischen.

Der obere Tagliamentogletscher.

Wir bestimmten (S. 957) nach den Rundformen am Ausgang des Cridolathales die obere Gletschergrenze im Bereich des Mauriapasses zu 1850 m. Erratisches Material, aus Tirol und dem oberen Comelico stammend, fand sich allerdings nur bis etwa 1600 m Höhe am Nordgehänge des Passes. Allein das kann uns nicht wunder nehmen, da wir uns hier weit oberhalb der Schneegrenze befinden, daher das weit hergeschleppte Geschiebe unter Firnmassen vergraben sein musste, die sich während der Zeit abgelagert hatten, in der das Geschiebe von seiner Ursprungsstätte bis hierher gelangte (siehe oben S. 854). Dazu kommt, dass die Bodenformen mit ihren zahlreichen durch Auftreten von Gyps in den Raibler Schichten bedingten Dolinen und Einsturztrichtern der Erhaltung von erratischem Material an der Oberfläche wenig günstig sind.

Hier am Mauriapass nun bot sich dem hochgestauten Piavegletscher die Möglichkeit, ins Tagliamentogebiet überzufließen. Taramelli¹⁾ hat schon 1869 dieses Überfließen

1) Osservazioni stratigrafiche sulle Valli del Degano e della Vinadia in Carnia. Ann. Sc. R. Ist. Tecnico Udine III, 1869. S. 41.

klar erkannt; er schloss darauf aus dem Auftreten von erratischen Gneiss- und Granitblöcken im Tagliamentogebiet, auf das Catullo und 1856 D. Stur¹⁾ aufmerksam gemacht hatten. Der Weg dieser erratischen Blöcke ergibt sich aus ihrer Verbreitung; sie gelangten, wie wir S. 957 sahen, aus dem Pusterthal über den Kreuzberg ins Padolathal und damit ins Piavegebiet. Der grösste Teil des Pusterthaler Eises wurde über den Mauriapass dem Piavegletscher wieder entzogen. Denn Pusterthaler Gesteine sind in den Moränen des Tagliamentogletschers weit häufiger als in denen des Piavegletschers. In der Tat musste das Pusterthaler Eis durch das Eis des Ansieithales, dessen Sohle an der Vereinigungsstelle dazu noch tiefer lag, an das linke, östliche Gehänge des Piavethales gedrängt werden. Hier floss es in einem rund 3 km breiten im Maximum 550 m mächtigen Arm von nahezu 1 qkm Querschnitt ins Tagliamentogebiet über.

Mit raschem Fall — 35 ‰ — senkte sich vom Mauriapass die Eisoberfläche im tief eingeschnittenen Tagliamentothal. Nordwestlich von Forni di Sotto fand ich erratisches Material am Abhang des M. Vacca bis 1360 m; die Eisoberfläche dürfte darnach aus den eben angegebenen Gründen etwas höher, etwa in 1400—1500 m anzusetzen sein.

War der Eisstrom bisher nur 3—5 km breit, so verbreiterte er sich nunmehr im Becken von Ampezzo di Carnia, wo ihm der Lumieigletscher von Norden zukam, auf nahezu das doppelte. Der M. Corno, der sich mitten im Thal auf 1223 m erhebt, ist völlig gerundet, wie schon Taramelli feststellte, und trägt an seinen Abhängen gelegentlich Gneiss- und Granitblöcke aus Tirol. Er ist ganz überflossen worden. Nördlich von Ampezzo beobachtete Taramelli Moränen auf der Forca dei Pani (1144 m), weiter unterhalb, 5 km nördlich von Villa Santina, zwischen dem Deganothal und dem Thal des But solche bei Chiniani (Casera Comilies der Tavoletta Ampezzo) in 1200 m Höhe. Die Höhen in 1000 m sind hier vielfach mit Moränen bedeckt. So ergibt sich die Gletscheroberfläche an der Vereinigung von Tagliamento- und Deganogletscher in rund 1200 m Höhe. Bei Amaro endlich an der Vereinigung von Fella- und Tagliamentogletscher fand Taramelli auf der Sella di Dogna (Pradut der Tavoletta, 1049 m) nördlich des M. Amariano noch Moräne, sodass er mit Recht schliesst, der M. Amariana sei allseitig von Eis umflossen gewesen. Wir setzen darnach dessen Oberfläche hier in 1100 m Höhe an.

Degano-Gletscher.

Auch das obere Deganothal ist über den 1294 m hohen Pass von Cima di Sappada gegen das oberste Piavethal bei Bladen (Sappada) geöffnet. Die Wasserscheide liegt heute auf dem Schuttkegel, den die Piave selbst bei ihrem Austritt aus dem Valle Sesis im Längsthalzug von Forni Avoltri und Bladen aufgeschüttet hat. Unter dem Schuttkegel treten nach Geyer²⁾ Schotter auf; solche zeigen sich auch im Becken von Bladen wie im Thal des R. Acqualena, das gegen Forni zieht. So besteht hier heute eine durchaus labile Wasserscheide. Obwohl es unter solchen Umständen sehr möglich ist, dass sich hier während der Vergletscherung Eis, sei es von Osten nach Westen, sei es, was wahrscheinlicher ist, von Westen nach Osten, über die Wasserscheide bewegt hat, so kann es sich doch nur um lokale Gletscher gehandelt haben. Keineswegs hat etwa

1) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1856 S. 457.

2) Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1899. S. 115.

Pusterthaler Eis, das über den Kreuzberg ins Padolathal eingedrungen war, hier das Piavethal aufwärts seinen Weg ins Deganothal genommen. Denn nirgends konnte Taramelli (1869 S. 41) im Gebiet des Degano Erratica aus dem Pusterthal beobachten. Die Berge von Bladen, obwohl sie nur im Hoch-Weissstein (M. Peralba, 2694 m) über 2600 m emporsteigen, meist aber nur Gipfel um 2500 m herum besitzen, bildeten sichtlich ein Centrum der Vergletscherung, von dem Eis sowohl nach Westen als auch nach Osten abfloss. Auch von Norden, wo der M. Coglians sich auf 2782 m erhebt, drang kein fremdes Eis über die heutige Wasserscheide der karnischen Hauptkette ins Gebiet des Degano ein. Der Wolayerpass (1983 m), der von Birnbaum an der Gail nach Collina und ins Deganothal führt, ist nach Prochaska¹⁾ nicht vom Eis überschritten worden. So war der Deganogletscher durchaus selbständig. Die Oberfläche der lokalen Gletscher lag sehr hoch; Geyer (1899) fand im Hintergrund des Deganothales Moränen noch 2—300 m über der Thalsohle in 1700—1800 m Meereshöhe und glaciale Rundung, von Lokalgletschern herrührend, beobachtete Taramelli (1869) zwischen Hoch-Weissstein und M. Fleons (2507 m) noch in 2300 m.

Butgletscher.

Nicht so abgeschlossen war der Butgletscher. Jeder seiner beiden Quellarme, der im Canal di S. Pietro wie der im Canal d'Incarojo liegende, empfing von Norden her Eis vom Gailgletscher. In ersteren gelangte solches, wie schon Taramelli erkannt hat, über den Plöckenpass (1363 m), der nach den Eishöhen, die Penck für das Gailthal angibt (siehe unten), in etwa 1800—1900 m Höhe überflossen wurde. Der Pass trägt in der Tat die Formen der Übertiefung. Der zweite Quellarm empfing Gailthaler Eis über die Straninger Alm (1550 m), die gleichfalls unter den von Penck für das Gailthal angegebenen Eishöhen liegt. Beide Überflüsse besaßen nur geringe Breite und geringen Querschnitt, der westliche einen Querschnitt von 0,3 qkm, der östliche gar nur einen solchen von noch nicht 0,2 qkm.

Eishöhe bei Tarvis im Quellgebiet des Fella-, Isonzo- und Savegletschers.

Die Wurzeln des Fellagletschers liegen wie die des Isonzo- und des Savegletschers in den gewaltigen Kalksteinbergen der Julischen Alpen der Umgebung von Tarvis. Daher musste besonderes Gewicht auf die Bestimmung der oberen Gletschergrenze im Bereich des Thalknotens von Tarvis gelegt werden. An der Göriacher Alm, westlich des Gailitzthales, das von Tarvis gegen das Gailthal, die Karnischen Alpen querend, zieht, fand ich 60 m unter dem Gipfel (1695 m) lokalen Moränenschutt, der etwas tiefer gekritzte Geschiebe führt. Seiner Lage nach kann er nur vom Eis des Gailitzthales abgesetzt worden sein. Die Höhen über 1630 m, so der Kapin (1734 m), zeigen dagegen keine glacialen Spuren mehr. In entsprechender Höhe — 1640 m — wurde Moräne an der Florianka beim Anstieg nach Luschari, dem südlich der heutigen Wasserscheide zwischen Fella und Gailitz gelegenen Wahlfahrtsort, gefunden; bei Luschari selbst (1792 m) fand sich kein Anzeichen von Glacialwirkung mehr. Nordöstlich von Tarvis liegt erratiche Material mit gekritzten Geschieben, das schon 1855 die Aufmerksamkeit von Peters auf sich zog, auf dem Sattel 1326 m zwischen der Kopa (1506 m) und dem Ofen (Peč, 1511 m); ich konnte es bis auf die Höhe des Ofen verfolgen, wo ein Porphyrgeschiebe gefunden wurde; die Eisoberfläche lag also höher

1) Mitt. des D. u. Ö. Alpen-Vereins 1895. S. 260.

als in 1511 m. Danach ergibt sich die Höhe der erratischen Grenze bei Tarvis in 1630 m; die Eisoberfläche können wir wohl nicht höher als bei 1700 m ansetzen.

Fellagletscher.

Wo die Eisscheide zwischen dem nach Osten zum Savethal abfliessenden Eis und dem Fellagletscher gelegen hat, wissen wir nicht. Jedenfalls senkte sich der im Längsthal zwischen der Karnischen Kette und den Julischen Alpen liegende Eisstrang nur langsam nach Westen gegen Pontafel hin. Hierher führen von Norden aus dem Gailtal zwei Passübergänge, das Nassfeld (1520 m) im Westen und der Garnitzensattel (1674 m) im Osten. Beide waren unter Eis begraben. Westlich des Garnitzensattels beobachtete Prochaska (S. 260) auf einer flachen aus Kohlenschiefer gebildeten Kuppe in 1700 m Höhe einen Block von carbonem Conglomerat, dessen Anwesenheit er nur durch einen Gletscher, eventuell einen lokalen, erklären konnte. Doch möchte ich nach meinen eigenen Beobachtungen eine allgemeine Eisbewegung über den Sattel für unwahrscheinlich halten. Wohl aber fand eine solche über das Nassfeld statt. Dieses zeigt alle Spuren einer intensiven Gletscherwirkung, wie sie nur rasch strömendes Eis hervorbringen kann: die Wasserscheide ist niedergeschliffen; auf der flachen Höhe liegt ein versumpftes Becken, das allseitig von Rundbuckeln umgeben ist. In 1500 m Höhe fand ich südlich der Wasserscheide einen ausgedehnten Gletscherschliff, der eine Eisbewegung quer über den Pass hinweg aus N 20° W anzeigt. Auf eine Eisbewegung von Norden nach Süden, ein Überfließen des Gailgletschers weist auch die Verschleppung von Blöcken nach Süden, die Geyer feststellte¹⁾, und das völlige Fehlen von erratischem Gesteinsmaterial der Julischen Alpen, das ich konstatieren konnte. Die Eisoberfläche lag am Nassfeld in etwa 1640 m; in dieser Höhe beobachtete ich am Nordostabhang des Madritscheng verschleppte schwarze Kalksteinblöcke auf Kohlendstein.

Das Nassfeld liegt im Hintergrund des Bombaschgrabens, der bei Pontafel ins Fellathal mündet, 7 km von letzterem entfernt. Die Eisoberfläche im Hauptthal muss tiefer gelegen haben. Unter Berücksichtigung der Eishöhe (1100 m) am M. Amariana an der untersten Fella halte ich bei Pontafel eine Eishöhe in 1500—1550 m für wahrscheinlich. Wesentlich tiefer kann sie nicht gewesen sein, weil sich dann ein zu geringes Gefälle für die ganze enge, der Eisbewegung grosse Widerstände entgegengesetzte Strecke des Fellathales unterhalb Pontafel ergeben würde.

Der Tagliamentogletscher im Querthal.

Aus dem Längsthal des Tagliamento trat bei Amaro das Eis geschlossen in das Querthal ein. Zwar finden sich schon weiter im Westen niedrige Pässe, die eine Kommunikation zwischen dem Längsthal und den Thälern der kleinen Flussysteme im Süden zwischen Piave und Tagliamento vermitteln. Allein die Forca di M. Resto (1158 m), die aus dem Becken von Ampezzo ins Thal der Meduna herüberführt, scheint nicht überschritten worden zu sein, obwohl sie etwa 100 m unter dem oberen Eisniveau des Hauptthales liegt; denn Taramelli²⁾ konnte im Einzugsgebiete der

1) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1896. S. 232.

2) Dei Terreni morenici ed alluvionali del Friuli. Annali Sc. Ist. Tecnico di Udine VIII (1875) S. 18.

Meduna keine erratischen Gesteine des Tagliamentogletschers nachweisen. Dagegen ist nach den Beobachtungen desselben Forschers die Sella di Chiampon (800 m), über die der Pfad aus dem Becken von Ampezzo ins Thal des Arzino geht, überschritten worden: Gneissblöcke liegen noch an der Mündung des Canal di Vito im Arzinothal. Taramelli (1882 S. 221) nimmt an, dass dieses Überfließen in der Zeit der Amphitheater, also in unserer Würm-Eiszeit nicht mehr stattfand; doch möchten wir ihm hierin nicht zustimmen, da wir unsere oben bestimmte Eisgrenze nach allen Erfahrungen nicht wohl anders als der Würm-Eiszeit zurechnen können. Das Ende dieses Gletscherarmes ist noch genauer festzustellen. Jedenfalls waren die ins Arzinothal gelangenden Eismassen nur klein, so dass in der Tat der Tagliamentogletscher ziemlich ungeschwächt sein Querthal erreichte. Hier teilte er sich, indem er einen breiten Arm über Cesclans und durch das Thal des Lago di Cavazzo nach Süden sandte, während die Hauptmasse dem Tagliamento selbst folgte. Beide Arme verschmolzen bald wieder, so dass sich die Gruppe des M. S. Simeone (1505 m, bei Taramelli M. Festa) inselförmig aus der Eisfläche heraus erhob. Taramelli (1875) gibt die obere erratische Grenze am Nordende des M. S. Simeone etwa in 900—950 m Höhe an, an seiner südlichen Fortsetzung, dem M. Brancol (1054 m) in etwa 800 m.

In die kleinen Thäler, die in das Querthal münden, stülpten sich Zungen des Tagliamentogletschers aus. Taramelli (1875 S. 11) fand in dem bei Venzone mündenden Venzonassathal Moräne mit Gesteinen des Fellathales noch in 670 m in der Nähe der Mündung des Moedabaches; die ins Venzonassathal reichende Gletscherzunge war sonach etwa 4 km lang. Nach den Erfahrungen, die wir über das steile Gefälle solcher Ausstülpungen gemacht haben, spricht das für eine Eishöhe im Hauptthal bei Venzone in etwa 950—1000 m. Weiter südlich verfolgte ich Moräne im Thälchen von Montenars bis 450 m Höhe. In das bei Tarcento mündende Thal des T. Torre ist der Gletscher dagegen nicht mehr eingedrungen. Hier löst sich die Endmoränenzone vom Fuss des linken Talgehänges und schlingt sich in einem glatten Bogen nach Westen zum M. Ragogna und zum rechten Talgehänge. Die Kulminationspunkte dieses Endmoränenkranzes schwanken zwischen 200 und 270 m.

Gefällsverhältnisse des Tagliamentogletschers.

Die Gefällsverhältnisse des Tagliamentogletschers ergeben sich nach unseren Daten wesentlich anders, als Taramelli (1875) sie schildert. Ich gebe hier eine kleine Übersicht:

| | | | |
|--|---------------|-------|------|
| Mauriapass — Forni di Sotto | 13 km | 30 ‰ | |
| Forni di Sotto — Villa Santina | 21 km | 21 ‰ | |
| Villa Santina — Venzone | 17 km | 13 ‰ | |
| Venzone — M. Brancol | 6 km | 17 ‰ | |
| M. Brancol — Endmoräne | bei Segnacco | 15 km | 37 ‰ |
| | „ Fontanabona | 20 km | 30 ‰ |
| | „ Fagagna | 20 km | 29 ‰ |
| | „ S. Daniele | 16 km | 34 ‰ |

Richtung der Eisbewegung im Gletscherfächer.

Gletscherschliffe zeigen die divergierende Bewegung an, die das Eis infolge seiner fächerförmigen Ausbreitung hier am Ausgang des Tagliamentothales ins Alpenvorland

besass. Zwischen Gemona und Montenars erscheint bei Sornico auf einem flyschähnlichen Gestein ein Gletscherschliff, dessen Schrammen unter 18° gegen Südost ansteigen. Im westlichen Teil des Moränenfächers trägt die Tertiärhöhe von Susans in ihrer östlichen Hälfte zahllose Gletscherschliffe; so sind die Felsplatten zu beiden Seiten der schnurgeraden von Comerzo zum Schloss Susans führenden Strasse über und über in der Richtung S 35° W geschliffen.

Mit der Bewegungsrichtung stimmt auch die Verteilung der Gesteine in der Endmoränenzone überein. Die Gneiss- und Granitblöcke aus dem Pusterthal, sowie die permischen Quarzconglomerate aus dem Comelico halten sich an die rechte, westliche Seite der Moränenzone und sind z. B. bei Ragogna und bei Fagagna zu treffen.¹⁾ Die Blöcke aus carbonem Quarzconglomerate, die für den Fellagletscher charakteristisch sind, zeichnen die linke, östliche Flanke des Moränenfächers aus.

Jung-Endmoränenzone des Tagliamentogletschers und ihre Dreigliederung.

Das Moränen-Amphitheater des Tagliamentogletschers ist zuerst 1861 von Pirona²⁾, dann vor allem 1875 von Taramelli geschildert und kartographisch dargestellt worden. Nachdem es auch Sacco, ohne neues hinzuzufügen, 1899 recht unzulänglich kartographisch abgebildet, hat 1902 Olinto Marinelli dasselbe kurz beschrieben³⁾. Eine mehrfache Durchquerung der Moränen 1889 und 1905 hat mir im wesentlichen eine Bestätigung der Resultate Taramellis und Marinellis ergeben. Ich kann mich daher kurz fassen.

Die Breite der Endmoränenzone beläuft sich auf 10—12 km. Sie zeigt in typischer Ausbildung die Formen der Jung-Endmoränen. Die Moränen sind ganz frisch und nur ihre unmittelbare Oberfläche, von wenigen später zu erwähnenden Ausnahmen abgesehen, ist angewittert. Deutlich lassen sich, wie schon Taramelli und Marinelli erkannten, drei Wallsysteme unterscheiden. Das äusserste, südlichste zieht in glattem, einheitlichen Halbkreis von Segnacco bei Tarcento über Tricesimo, Fontanabona und San Daniele gegen Ragogna. Es ist mehrfach zusammengesetzt, dadurch anzeigend, dass der im grossen stationäre Gletschersaum kleine Oscillationen ausführte. So liegt in geringem, meist 1 km betragenden Abstand dem höchsten Wall, der die Siedelungen Fontanabona, Moruzzo und Fagagna trägt, nach Süden ein niedrigerer Wall vor. Nach Norden folgt auf den hohen Moränenwall eine im Mittel 2 km breite mit flachen Moränen bedeckte Zone, die tiefer liegt und vielfach Moore enthält. Weithin streichende Wälle fehlen hier. Dann erst schliesst das zweite Wallsystem an. Dasselbe zeigt eine etwas andere Anordnung. Im Bereich der Endmoränenzone erheben sich nämlich zwei Gruppen von Tertiärhügeln, aufgebaut aus dislocierten Schichten des Miocäns: Im Westen die Tertiärhöhen des M. Ragogna (513 m) und von Susans (260 m), im Osten die Tertiärhöhe von Buja (332 m). Bei Absatz des äussersten Walles der Jung-Endmoränen übten diese Tertiärhöhen keinen Einfluss auf die Lage des Gletschersaumes aus; sie waren alle vom Eis ganz überwältigt. Nur der M. Ragogna ragte von SW in den Gletscher hinein und spaltete so die kleine Zunge ab, der das

1) So schon 1869 Taramelli in Ann. Sc. R. Ist. tecn. Udine II S. 42.

2) Sulle antiche morene del Friuli. Atti Soc. Ital. di Sc. nat. II 1859/60, Mailand 1861. S. 398.

3) Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli. Pubblicazioni R. Ist. Studi Superiori in Firenze 1902, besonders S. 105—113.

heutige Bett des Tagliamento folgt. Beim Aufbau des zweiten Moränenkranzes aber bewirkten sowohl der Hügel von Buja als das Plateau von Susans eine Teilung des einheitlichen Fächers. Ein Gletscherlappen erstreckte sich im Osten zwischen dem Gebirge und dem M. Buja bis Collalto und Martinazzo, ein zweiter zwischen M. Buja und dem Plateau von Susans bis Colloredo di Monte Albano und Caporiacco; einen dritten dürfen wir im Westen im Tagliamentothal zwischen M. Ragogna und dem Gebirge vermuten, wenn auch seine Moränen ganz der Erosion des Flusses zum Opfer gefallen sind. Zwei kleine Zungen, die aber prächtige Endmoränenwälle bei C. Pellarini und Muris hinterlassen haben, schoben sich nach Süden in zwei Thälchen, die die kleine Tertiärhöhe des Colle delle Valli vom Plateau von Susans wie vom M. Ragogna trennen. Auch dieses zweite Wallsystem zeigt durch gelegentliche Verdoppelung und Verdreifachung der Wälle kleine Oscillationen des Gletschersaumes an. Wieder folgt eine Zone vermoorter Niederungen ohne deutliche Wallform und dann schliesst sich das dritte, nördlichste Wallsystem an. Ihm gehört der überaus scharf entwickelte Moränenwall an, der von Magnano nach Urbignacco bei Buja zieht. Doch ist es auch zwischen dem M. Buja und dem Plateau von Susans deutlich über S. Salvatore und Casasola nach Majano hin zu verfolgen.

Diese scharfe Dreigliederung der Zone der Jung-Endmoränen ist bemerkenswert. Wir sind ihr schon in der Schweiz, besonders im Bereich des Reuss- und Linthgletschers (vgl. Karte S. 496), begegnet. Auch dort setzt sich die Jung-Endmoränenzone aus drei Moränenzügen zusammen, von denen jeder aus mehreren dicht aneinander geschichteten Wällen besteht. Die Gletscherschwankungen, die in dieser Dreiteilung der Moränenzone des Maximums der Würm-Vergletscherung zum Ausdruck kommen, erfolgten also im Tagliamentogebiet wie in der Schweiz mit gleichem Rhythmus.

Niederterrassenschotter.

An den Kranz von Endmoränen schliesst sich unmittelbar die weite venezianische Ebene an. Sie wird von Schottern und Conglomeraten aufgebaut, die zu den Moränen in jenes Verhältnis treten, wie wir es nun schon so oft als typisch für fluvioglaciale Bildungen erkannt haben. Mir ist kein Moränengebiet bekannt, wo in so grossartiger Masse mit freiem Auge das Abfliessen des Schotters von den Endmoränen zu beobachten wäre wie hier. Der Fuss der äussersten Endmoräne, z. B. zwischen Fagagna und Pagnacco verflacht sich immer mehr und geht in Schotterflächen mit schuttkegelhaften Neigungen von 15, ja 20 $\frac{0}{100}$ über. Der Schotter führt in der Nähe der Moränen mehrfach gekritzte Geschiebe, so z. B. bei Tavagnacco noch in 0,7 km Entfernung von der nächsten Moräne; er ist hier z. T. noch schlammig, obwohl völlig horizontal ausgebreitet. Andererseits ziehen sich die unteren Schichten des Schotters unter die Endmoränen. Dass er gleichwohl auch hier mit den Moränen zusammengehört, zeigen z. B. die Verhältnisse in dem Thal, in welchem der Torrente Cormor die äusserste Kette der Jung-Endmoränen durchbricht. Dieses Verhalten des Schotters, seine Frische, das Fehlen einer mächtigeren Verwitterungsschicht lassen uns nicht darüber im Zweifel, dass wir es mit Niederterrassenschotter zu tun haben.

Der Schotter streicht unter Moräne im Thal des Cormor mehrfach aus; unten feiner, wird er nach oben zu gröber, schliesslich blockig und geht so allmählich in die hangende Moräne über, wie z. B. bei Fontanabona zu beobachten ist. Im Thal treten unregelmässige Terrassen auf,

vielleicht nur Erosionsterrassen im Schotter der Wände, vielleicht auch eine Aufschüttung, die bei Absatz des nächsten thalaufwärts gelegenen Moränenwalls erfolgte. Die Verfestigung der Schotter wechselt dabei sehr und ist keineswegs an bestimmte Horizonte gebunden. Ganz analoge Übergänge in Moräne wurden 1889 in den grossen Aufschlüssen oberhalb Rive d'Arcano am Torrente Corno beobachtet. Auch hier ist die Verfestigung eine sehr wechselnde, im allgemeinen jedoch recht geringe

Hier am Moränengebiet des Tagliamentogletschers hat Taramelli seine Gliederung der Schotter aufgestellt. Er unterscheidet im wesentlichen drei Horizonte, nemlich 1. Alluvione sarmatica; 2. Alluvione preglaciale; 3. Alluvione quaternaria. Die Merkmale, nach denen er sich zu dieser Scheidung für berechtigt hält, sind zweierlei; erstlich beziehen sie sich auf das Fehlen oder Vorhandensein von Dislokationen; zweitens legen sie ein sehr bedeutendes Gewicht auf den Grad der Verfestigung. So gilt ihm für seine Alluvione sarmatica neben der starken Verfestigung auch der Umstand als Kennzeichen, dass sie durchweg nicht horizontal liegt, also, wie Taramelli meint, dislociert ist. Charakteristisch für die Alluvione preglaciale, die durchaus horizontale Lage aufweist, ist die starke Verfestigung, während Dislokationen an ihr nicht wesentlich zu bemerken sind. Die jüngste der Bildungen endlich, die Alluvione quaternaria ist nicht verfestigt und nicht dislociert. Sie wird von Taramelli noch in Unterabteilungen geteilt. Er scheidet zunächst petrographisch die Alluvione grossolana, d. h. den Schotter, von der Alluvione argilosa o di lavaggio d. h. den Lehmen, in welcher Form die Flussalluvionen in der Nähe des Meeres auftreten. Ausserdem trennt er aber auch noch dem Alter nach die Alluvione del periodo glaciale von der Alluvione postglaciale ed anthropozoica, indem er die erstere dieser beiden nach ihrer Entstehung durch gewöhnliche Flüsse und Bäche oder aber durch Schmelzwasser der Gletscher in eine Alluvione grossolana del periodo glaciale schlechthin und eine Alluvione di sfacelo morenico gliedert.

Wir können Taramelli nicht folgen. Die Einheitlichkeit der unter 2 und 3 aufgeführten Bildungen ergibt sich an verschiedenen Stellen unseres Gebietes. Ich habe die Alluvione preglaciale an 5 Punkten, so ziemlich den einzigen, an denen sie Taramelli in unserem Gebiet in seine Karte (Carta geologica del Friuli 1881) eingezeichnet hat, eingehend untersucht, nämlich ausser am Cormor bei Fontanabona und am Corno bei Rive d'Arcano, deren Schotter wir oben schilderten, auch noch am Natisone zwischen Cividale und San Pietro, am Torrente Cormor bei Udine und am Tagliamento unterhalb Ragogna. In allen diesen Fällen geht die Alluvione preglaciale nicht bis an die Oberfläche heran, sondern ist nur in den Thälern erschlossen. Bedeckt wird sie von einem lockeren Schotter geringer Mächtigkeit wie bei Udine, am Tagliamento und am Natisone, oder von Moräne wie bei Fontanabona und Rive d'Arcano. Die Alluvione preglaciale selbst ist mehr oder minder verfestigt; doch kommen auch ganz lockere Partien in derselben vor. Dabei geht sie ohne jede Spur einer Diskordanz oder überhaupt irgend einer Grenze in den hangenden lockeren Schotter über. Das Natisonebett z. B. ist zwischen Sorzento und Cividale in eine Geröllablagerung tief eingeschnitten. Diese Ablagerung ist bald stark verfestigt, bald wieder nicht. So ist sie bei der unteren Brücke von San Pietro ausserordentlich stark conglomeriert; einzelne Bänke, die besonders fest sind, ragen weit heraus, während die oberen Partien lockerer Schotter sind, der ohne Diskordanzerscheinungen auf dem Conglomerat aufruht. Verfolgt man diesen Schotter thalaufwärts, so geht er schliesslich in die Nagelfluh von Sorzento über, so dass hier die ganze Bildung von oben bis unten ein einheitliches Aussehen gewährt. Nach all diesem kann kein Zweifel darüber obwalten, dass wir hier in der Alluvione preglaciale oder inframorenica einen Teil des Niederterrassenschotters vor uns haben, der beim Herrannahen und während der letzten Vergletscherung abgelagert wurde.

Auf Saccos Darstellung, der den verfestigten Schotter überall als Villafranchiano bezeichnet, brauchen wir nicht noch einmal einzugehen. Hervorgehoben sei jedoch, dass O. Marinelli jüngst (1902) die Schotter ganz so aufgefasst hat, wie wir es auf Grund unserer Beobachtungen 1889 taten und oben darlegten.

Spuren älterer Moränen und Schotter in der Umgebung von Tarcento.

Die Bildungen einer älteren Vergletscherung treten am Tagliamento ganz zurück. Taramelli spricht allerdings vielfach von einer älteren, sehr viel grösseren Ver-

eisung des Gebietes, die bis ins Adriatische Meer gereicht haben soll. Er bringt mit ihr ganz vereinzelt auftretende Geschiebe von Quarzporphyr aus dem Fellathal und von Raibl auf dem Hügel bei Buttrio und auf dem Karst von Monfalcone in Zusammenhang¹⁾; allein diese können gar wohl aus einer Zeit stammen, wo die Thalsole noch nicht so tief eingeschnitten war und jene Örtlichkeiten direkt von den Gewässern des Tagliamento oder des Isonzo bespült wurden. Wir erinnern nur an das Auftreten alpiner Gerölle im schweizerischen Jura weit ausserhalb der Grenzen jeder Vergletscherung, das wir mit einem vom heutigen ganz abweichenden Entwässerungssystem in Beziehung gebracht haben (S. 479).

Kann aber die uferlose Ausdehnung der Gletscher in keiner Weise durch Tatsachen belegt werden, so treten uns doch an einigen Punkten Erscheinungen entgegen, die darauf hinweisen, dass die Vergletscherung, die das Moränenamphitheater schuf, nicht ganz einheitlich war.

Es ist Olinto Marinellis Verdienst, auf solche Anzeichen die Aufmerksamkeit gelenkt zu haben²⁾. Auch ich habe solche Spuren einer älteren Vereisung 1889 und 1905 bei meinen Begehungen feststellen können.

Bei Tarcento³⁾ sind zwei Schotter bzw. Conglomerate entwickelt, von denen der jüngere in einem Thal des älteren eingelagert ist. Der jüngere ist locker, horizontal geschichtet und besteht ausschliesslich aus grauen Kalkgeröllen, wie sie im Quellgebiet des Torrente Torre sich durch Zerstörung des anstehenden Gesteins bilden. Der Schotter setzt eine Terrasse zusammen, die sich, thalaufwärts ansteigend, bis oberhalb Ciseris verfolgen lässt. In ihm ist hier, besonders am rechten Ufer des Torre, z. T. eine noch tiefere Terrasse durch Erosion eingeschnitten. Thalabwärts folgt der Schotter dem Lauf des Torrente Torre, der durch die äusserste Jung-Endmoräne von Segnacco gezwungen wird bei Ronco einen Eocänrücken zu durchbrechen, und geht endlich in den Niederterrassenschotter des Tagliamentogletschers bei Reana über. Diese Verfolgung macht es zweifellos, dass wir es mit Schotter zu tun haben, abgelagert durch den T. Torre in dessen Thal zur Zeit der Aufschüttung der Niederterrassenschotter vor den Moränen. Unser Schotter ist also zeitlich als Niederterrassenschotter zu bezeichnen.

Über die Niederterrasse erhebt sich bei Tarcento am östlichen Ufer des T. Torre eine Hochterrasse, deren oberes Niveau 20—25 m höher liegt. Diese Hochterrasse besteht in ihren oberen Lagen aus einer horizontal geschichteten Nagelfluh, die genau so zusammengesetzt ist wie der Schotter der Niederterrasse. Die Verfestigung ist nur in den oberen Partien stark und wird nach unten zu immer lockerer, so dass die Bildung in einen gelblich gefärbten, mehrfach eisenschüssigen Schotter gleicher Zusammensetzung übergeht. Gleichzeitig wird das Korn feiner und es stellen sich ganz sandige Partien ein. Auch diese Terrasse senkt sich ganz ebenso thalabwärts wie die Niederterrasse.

O. Marinelli, der die Verhältnisse ausgezeichnet schildert, verzeichnet in seiner Karte die obere Terrasse als Alluvione singlaciale, es offen lassend, ob sie der jüngsten

1) z. B. in Spiegazione della Carta geologica del Friuli. Pavia 1881, S. 124.

2) Tracce di una più antica glaciazione nell' anfiteatro morenico friulano. „In Alto“ 1900; ferner Descrizione geologica dei Dintorni di Tarcento etc. 1902, S. 106.

3) Vgl. hierzu die Karte 1:20000 bei O. Marinelli, Boll. Soc. geogr. Ital. 1900, S. 799.

oder einer älteren Vereisung angehört. Ich möchte mich für das letztere aussprechen. Denn auf der oberen Terrasse liegt mehrfach mächtiger gelber Lehm, wie er auch die flachen Gehänge der umliegenden Tertiärhöhen bedeckt, von Marinelli als Ferretto bezeichnet. Dieser Umstand im Verein mit der Höhenlage kennzeichnet die Terrasse als Hochterrasse, während die tiefere, von Marinelli als postglacial bezeichnete Terrasse, soweit sie unverletzt, also nicht durch nachträgliche Erosion erniedrigt ist, als Niederterrasse erscheint. Bemerkenswert ist, dass diese Hochterrasse frei von Moräne ist. Es scheint, wie auch Marinelli betont, dass auch in der Eiszeit, während deren sich die Hochterrasse bildete, also in der Riss-Eiszeit das Thal des Torrente Torre bei Tarcento vom Gletscher nicht betreten wurde. Das spricht dafür, dass die Riss-Vergletscherung sich hier nicht irgend bemerkenswert weiter erstreckte als die Würm-Vergletscherung.

Etwa 5 km südlich von Tarcento liegt 2 km östlich vom Bahnhof Tricesimo, angelehnt an einen Ausläufer der Tertiärhöhe von Ronco, das wellige Moränengebiet von Qualso als weit nach Osten vorgeschobener Vorposten der Moränenzone. Wie O. Marinelli erkannte und wie ich bestätigen kann, bedeckt ein 2 m mächtiger bräunlich-gelber Verwitterungslehm die Moräne, die weniger frische Oberflächenformen aufweist, als wir es bei Jung-Endmoränen gewohnt sind. Ähnlich mächtiger Lehm findet sich aber auch auf Moränen, die ganz verschweisst mit dem Wallsystem der Jung-Endmoränen sind, so bei Felettano, 2 $\frac{1}{2}$ km südwestlich von Tricesimo, ferner gleich südlich von Fontanabona und bei Zampis südlich von Pagnacco, nach Marinelli auch bei Leonacco. Andererseits ist die zwischen diesen beiden Lokalitäten und Qualso gelegene Moräne am Castell von Adorgnano ganz frisch und frei von solchem mächtigen Lehm. Moräne unter einem gelben 1—2 m mächtigen Lehm beobachtete ich endlich auch am Wege von San Daniele nach Ragogna kurz vor dem letzteren Orte.

In der äussern Form unterscheiden sich die verlehmtten Moränen nur wenig von den dicht benachbarten frischen, auch fehlt ein deutlicher Absatz im Gelände zwischen diesen und jenen; eine Zone äusserer Moränen lässt sich morphologisch nicht erkennen. Es sind eben nur Spuren solcher älterer Moränen, ohne dass der Altersunterschied zwischen diesen und den unverwitterten in der Form prägnant in Erscheinung tritt. Dürfen wir sie einer älteren Eiszeit zurechnen oder liegen die Verhältnisse ähnlich wie am Nordostende des Rhonegletschers (S. 553), wo wir ebenfalls Moränen von frischem Habitus, aber bedeckt mit mächtigem Lehm fanden, die wir einer älteren Phase der Würm-Eiszeit zurechneten? Ich möchte diese Frage offen lassen.

Spuren alter Schotter bei Udine.

Bemerkenswert ist, dass auch in den weiten Flächen, die dem Niveau nach den Niederterrassen angehören, Striche mit starker Lehmbedeckung auftreten. So wechselt entlang der Bahnlinie zwischen Cividale und Udine mehrfach Charakter und Mächtigkeit der auf den Schotterflächen lagernden Verwitterungsschicht. Stellenweise ist dieselbe mächtig und intensiv gelb gefärbt und dann mit Haide bestanden. Es dürften hier Partien von Hochterrassenschotter durch die Niederterrasse durchstossen, ohne sich deutlich über das Niveau der letzteren zu erheben. Dass ein älteres Conglomerat in der Nähe von Cividale anstehen muss, geht auch aus dem Auftreten von

Nagelfluhgeröll im Niederterrassenschotter an letzterem Orte hervor. Irgend welche entscheidenden Profile wurden nicht beobachtet. Auch südlich von Udine weist Tellini¹⁾ einen solchen Wechsel von lehmbedeckten und lehmfreien Schottern im Niveau der Niederterrasse nach und Lorenzi²⁾ zeigt, dass alle die verlehnten Partien eine ähnliche typisch silicische Vegetation tragen. Ich kann diese Beobachtungen bestätigen.

Bei Udine selbst und etwa 8—11 km südlich und südwestlich von Udine erheben sich aus der weiten Ebene einige Hügel heraus, die zwar an sich unbedeutend sind — der höchste überragt die Ebene nur um 25 m, die anderen nur um 10 m und weniger —, aber gleichwohl gegenüber der Ebene ins Auge fallen. In diesen Hügeln erscheinen Bildungen verschiedenen Alters.

Südlich von Udine bei Terrenzano beginnt das Gelände in der Richtung auf Pozzuolo leicht anzuschwellen. Bei letzterem Ort bildet es direkt einen ganz flachen Hügel (72 m Meereshöhe), der sich etwa 10 m über die Fläche des Niederterrassenschotter erhebt und gegen den T. Cormor, der in ihn hineinschneidet, steil abfällt. Am Nordende ist hier grauer und gelber Sandstein, marines Miocän, wie die darin gefundenen Echiniden³⁾ lehren, aufgeschlossen. Die Schichten fallen unter 20° nach Norden. Über dem Sandstein folgt Conglomerat, darüber und zwar z. T. dem Hügel angelagert, rother Ferretto. Der letztere nimmt hier eine Fläche von 2—3 qkm ein. 2 km nordwestlich von Pozzuolo erscheint bei Carpeneto auf der Höhe des Weges, wieder die weite Ebene etwas überragend, ein horizontales Conglomerat von durchaus quartärem Typus, von Ferretto bedeckt. Dieses Conglomerat wie das bei Pozzuolo verzeichnet Sacco als Villafranchiano; es fällt in einer kleinen Stufe nach Westen ab. Analog ist der kleine Hügel von Orgnano (84 m), 7 m über die Ebene emporragend, zusammengesetzt, nur, dass der schlechte Anschluss die Schichtung nicht recht erkennen lässt. Unmittelbar am Fuss dieses Hügels ist ein Aufschluss in ganz frischem lockeren Niederterrassenschotter. Ein letzter recht ausgedehnter Hügel (91—95 m, 12 m über der Ebene) findet sich bei Variano. In einem guten Aufschluss nördlich der Kirche St. Leonardo ist hier das Conglomerat, das in einem kleinen Steinbruch gebrochen wird, schräg geschichtet und fällt schwach (unter $10—15^{\circ}$) gegen Westen. Es besitzt den Typus des Montello-Conglomerates. Die unteren Schichten zeigen feineres Korn als die oberen. Die Form des Hügels ist keine natürliche, sondern stark durch Menschenhand modifiziert. Sacco giebt, offenbar der schrägen Schichtung wegen, dieses Vorkommen als Messiniano an.

Die Stadt Udine selbst legt sich endlich an einen isoliert 25 m hoch sich über die weiten Niederterrassenflächen erhebenden Hügel herum, der aus einem schräg fallenden alten Conglomerat vom Typus des Montello-Conglomerats besteht.

Fassen wir zusammen, so liegt bei Pozzuolo zweifellos Miocän und zwar dislociert vor. Das Conglomerat des Hügels von Udine und des von Variano dürfte als jüngstes

1) R. Stazione sperimentale agraria di Udine. Carta geologica agraria del podere d'istruzione del R. Istituto Tecnico di Udine, preceduta della descrizione geologica della Tavolella topografica di Udine. Udine 1900.

2) Prime note geografiche sulla flora dell'anfiteatro morenico del Tagliamento. Giornale Malpighia XV. Genua 1901, S. 17 des S.-A.

3) Pirona, Cenni geognostici sul Friuli. Annuario Ass. agraria friulana pel 1861. Udine S. 38 des S.-A.

Pliocän anzusprechen sein; das von Carpeneto und Orgnano aber möchte ich für quartär halten und zwar nach dem in seinem Hangenden auftretenden Ferretto für altquartär. Altquartär ist nach allen unseren bisherigen Erfahrungen auch die Entstehung des Ferretto des Hügels von Pozzuolo. So haben wir hier die spärlichen Reste einer altquartären Landoberfläche vor uns. Diese Landoberfläche ist sicher älter als die Riss-Eiszeit, da wir Ferretto nie auf Riss-Moränen und -Schottern antreffen; ob dessen Entstehung hier in die Günz-Mindel- oder in die Mindel-Riss-Interglacialzeit zu setzen ist, wagen wir nicht zu entscheiden.

Jedenfalls aber sind die Spuren älterer Moränen und Glacialschotter bei Tarcento sowie zwischen Udine und Cividale weit jünger, da nur gelber Lehm und kein Ferretto sie bedeckt. Sie können also in keinem Fall älter als die Riss-Eiszeit sein.

Bemerkenswert ist, dass diese dürftigen Reste der ältern Quartärzeit nahezu ganz im Niveau der Ablagerungen der Würm-Vergletscherung sich befinden. Darauf führt sich ihre Spärlichkeit zurück: sie sind bei Absatz der jüngeren Schotter zum guten Teil verschüttet worden. Ebenso erscheinen die Tertiärhöhen von Udine, Variano und Pozzuolo als die Spitzen verschütteter Hügel.

Eiszeitliche Schneegrenze im Bereich des Tagliamentogletschers.

Wir haben aus den Moränen des kleinen Gletschers, der vom Monte Castello (1925 m) und M. Raut (2025 m) gegen Andreis herabstieg, die eiszeitliche Schneegrenze am Alpensaum im Bereich des Val Cellina 25 km westlich vom Westrand des Tagliamentogletschers in 1350 m Höhe festgestellt (S. 980). Beobachtungen, die O. Marinelli mitteilt, geben uns die Möglichkeit, mit grosser Sicherheit die Schneegrenze auch für den Ostrand des Tagliamentogletschers zu bestimmen.

Nordöstlich von Gemona erhebt sich die lang von West nach Ost gestreckte Kette des M. Chiampon — nach Marinelli richtiger Ciampon — auf 1709 m Höhe. Kurz und ungliedert ist nach Süden ihr Steilabfall, dem gegen das Vorland nur unbedeutende Höhenrücken vorgelagert sind, länger und mannigfach gegliedert die Nordabdachung. Hier hat O. Marinelli die Endmoränen von 4 kleinen Gletschern nachgewiesen. Seine Schilderungen¹⁾ entnehme ich mit Unterstützung der Tavolete Gemona und Lusévera 1:25000) für diese Gletscher die folgenden Werthe:

| | Länge | Höhe des Firnkammes | Höhe des Gletscherendes |
|----------------------|--------|------------------------|----------------------------|
| Moedagletscher | 2.5 km | 1640—1716 m | 725—750 m |
| Pozzslugletscher | 2.5 km | 1560—1716 m | 750—800 m |
| Vinchiaredogletscher | 2.5 km | 1550—1636 m | 700—770 m |
| Tacisgletscher | 3.0 km | 1500—1631 m | 880—900 m |

Die Endmoränen sind alle als deutliche 10—30 m hohe Wälle entwickelt, aufgebaut aus dem Schutt der Ketten im Süden. Marinelli schliesst auf eine Höhe der Schneegrenze in 1400 oder 1500 m. Nach unserer so oft schon angewandten Methode ergibt sie sich übereinstimmend bei allen wesentlich tiefer, nämlich zwischen 1300 und 1200 m, doch so, dass sie sich mehr dem letztern Werthe nähert. Das gilt für Nordexposition. Die klimatische Schneegrenze ist etwa 100 m höher,

1) Tracce glaciali nel versante settentrionale del Ciampon. „In Alto“. Cron. Soc. Alp. Friulana Sept. 1894; Ancora sopra i depositi morenici del versante settentrionale del Monte Ciampon. Ebenda VII (1896). Udine; zusammenfassend mit Karte 1:50000 in Boll. Soc. geogr. Ital. 1902 S. 38.

beiläufig bei 1300—1350 m anzusetzen. Stellen wir diesen Wert mit dem am Ausgang des Val Cellina gewonnenen zusammen, so erhalten wir als gesichertes Ergebnis: In den Gebirgstheilen, die die Nordecke der venezianischen Tiefebene umgeben, lag die Schneegrenze während der Würm-Eiszeit in 1300 bis 1350 m Höhe, also wesentlich tiefer, als wir sie irgend sonst am Südfuss der Alpen gefunden haben, und so tief, wie zur Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung am Nordwestsaum der Schweizer Alpen (S. 586). Diese überaus tiefe Lage steht mit der That- sache im Einklang, dass wir auch heute hier eine sehr tiefe Schneegrenze antreffen. In den Julischen Alpen bestimmte sie Ed. Richter in 2600 m. In den Vorketten ist sie sicher nicht über 2500 m. Der weiter im Innern des Gebirges gelegene Kanin trägt, obwohl er nur 2592 m hoch emporragt, in Nordexposition 3 kleine Gletscher (vgl. Bild S. 1029). Die klimatische Schneegrenze dürfte hier etwa in 2500 m gesucht werden. Es ergibt sich also auch für das Bereich des Tagliamentogletschers ein Abstand der eiszeitlichen Schneegrenze von der heutigen im Betrage von 1200 m, wie wir ihn nun schon so oft in den Alpen festgestellt haben.

Die tiefe Lage der Schneegrenze erklärt sich heute aus dem ausserordentlichen Niederschlagsreichthum der Gegend: wir sind hier in einem der regenreichsten Winkel der Alpen, wo der jährliche Niederschlag auf weiten Gebieten 2 m erheblich übersteigt. Aus der tiefen Lage der eiszeitlichen Schneegrenze dürfen wir den Schluss ziehen, dass auch in der Eiszeit hier ein hervorragender Reichthum an Niederschlag bestand.

Die tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze giebt uns die Erklärung für die Thatsache, dass im Vergleich zu den andern Gletschern der Südalpen von gleich grossem Einzugsgebiet der Tagliamentogletscher so gewaltig war und sich so weit hinaus ins Alpen- vorland legte. Die Schneegrenze lag auf seiner Oberfläche etwa dort, wo unsere Karte S. 1073 die Isohypse von 1300 m zeichnet, also im Tagliamentothal etwa an der Mündung des Degano, im Fellathal etwa bei Chiusaforte, und theilte dieselbe im Verhältnis 1 : 2.

Stadien.

Ueber Moränen der Rückzugsstadien vermögen wir nur wenig zu sagen. Im Tagliamentothal selbst wie im Fellathal habe ich keine Moränenanhäufungen gefunden, die als Endmoränen eines Stadiums gedeutet werden könnten. Das in der Form an Moränen erinnernde hügelige Gelände auf der Höhe des Mauriapasses, bei Forni di Sotto und bei Ampezzo führt sich auf Karsterscheinungen zurück, die mit Gyps in Beziehung stehen. Schon Taramelli (1875 S. 37) bemerkt, dass der Rückzug des Eises rasch erfolgte, so dass es nicht zum Absatz von Endmoränen kam. Erst weit im Hintergrunde der Seitenthäler des Tagliamento in etwa 800 m Höhe fand er wieder Moränenanhäufungen, sagt jedoch über ihre Form nichts. Ich habe dieselben nicht besucht, ebensowenig die Ufermoränen in 900—1000 m Höhe, die O. Marinelli¹⁾ im Thal der Pontebbana erwähnt. Auch nur den Beschreibungen von Taramelli (1875 S. 39) und Marinelli²⁾ entnehme ich, dass Moränen, die möglicherweise ein Bühlstadium des Resiagletschers zeichnen, im Thal der Resia bei Stolvizza (573 m) und bei San Giorgio (424 m) liegen. In ihrem Liegenden erscheint eine ausgedehnte Ablagerung von Resiaschottern. Die Verfolgung der Stadien im Gebiet des Tagliamento bietet noch eine dankbare Aufgabe.

1) Boll. Soc. geogr. Ital. VIII, 1898 S. 399.

2) Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento. 1902 S. 112, 119.

Uebersicht über die Uebertiefung im Tagliamentogebiet.

Das Bett des alten Tagliamentogletschers trägt die Züge der Übertiefung, aber von Ort zu Ort in verschiedener Deutlichkeit. Besonders wo harte Gesteine die Höhen zusammensetzen, ist sie auf den ersten Blick zu erkennen und ihrem Betrag nach zu schätzen, weil sich die alten präglacialen Formen oberhalb des übertiefen Thalprofils gut erhalten haben, so an der Südflanke des Tagliamentothales und im Fellathal, wo Kalkstein vorherrscht. Wo aber weiche Schiefer auftreten, sind die Formen des Geländes weniger schroff und die Züge der Uebertiefung nicht so prägnant.

Charakteristisch ist die Verteilung der Uebertiefung im Tagliamentogebiet; sie steht völlig mit den Grössenverhältnissen der Gletscherströme im Einklang, die die Thäler durchmassen. Wir sahen S. 1004, wie der obere Tagliamentogletscher, der Degano-gletscher, der Butgletscher und der Fellagletscher einander ungefähr gleichwerthig waren. Dem entspricht auch die Art der heutigen Vereinigung der einst von diesen Gletschern eingenommenen Thäler. Das obere Tagliamentothal und das Deganothal verhalten sich bei der Vereinigung ganz gleich: kurz oberhalb ihrer Vereinigungsstelle besitzen sie Stufen. Am Tagliamento findet sich eine solche 5 km oberhalb Socchieve; hier hebt sich der Fels aus der Thalsohle empor und in ihn hat der Fluss tief eingeschnitten. Die Stufe im Deganothal liegt 1—2 km von der Vereinigungsstelle entfernt; der Riegel des Col Torond und des Col Nevolae, der sich rund 200 m über die Thalsohle erhebt, sperrt hier das Deganothal. Völlig gleichsohlig erfolgt die Vereinigung des Butthales und des Fellathales mit dem Tagliamentothal. Im Butthal treffen wir die ersten Stufen erst oberhalb der Vereinigungsstelle der beiden Quellthäler des But, des Canal di Pietro und des Canal di Incarojo, 8 km oberhalb der Mündung des Butthales ins Tagliamentothal. Nicht ganz so weit zurück liegt die erste Stufe im Fellathal.

Das Becken von Osoppo als Zungenbecken des Tagliamentogletschers.

Ohne Stufe zieht das Tagliamentothal von der Einmündung des Degano an bis hinaus an den Alpenfuss. Am Südrand seiner trichterförmig sich erweiternden Mündung aber, die uns hier als die Ebene von Osoppo entgegentritt, heben sich zwischen Tarcento und Forgaria wieder Felshöhen aus dislociertem tertiärem Gestein 100—150 m über die weite Ebene heraus: Der Monte Buja, das Plateau von Susans und der Monte Ragogna. Tertiär steht auch mehrfach zwischen dem M. Buja und Tarcento an. Diese Felshöhen bilden eine Schwelle, die die Ebene von Osoppo gegen die venezianische Ebene abschliesst. Sie ist heute nur zerstückelt sichtbar; z. T. ist sie unter Moränen des Amphitheaters begraben, z. T. sind in sie flache Furchen eingetieft. Dabei hat Gletschererosion mitgewirkt. Material der Schwelle beteiligt sich mehrfach wesentlich am Aufbau der Moränen und die Höhe des M. Buja zeigt Moränen, die fast ganz aus dem Gestein dieses Berges bestehen. Allein die Anlage der Zerstückelung dürfte sich auf die Erosion des Tagliamentoflusses zurückführen. Heute verlässt dieser das Becken von Osoppo ganz im Westen, wo er die Tertiärschwelle in enger Felschlucht durchbricht. Diesen Lauf hat er seit der Würm-Eiszeit inne. Früher mag er gar wohl seinen Weg zwischen Susans und dem M. Buja oder zwischen dem letzteren und Tarcento genommen und hier ein Thal in die Schwelle eingeschnitten haben. Dieses Thal wurde später vom Gletscher erweitert und zur Trogfurche ausgestaltet. Die mächtige Aufschüttung der Endmoränen während der Würm-Vergletscherung verschloss dann dem Flusse diesen alten Weg. Der Tagliamento fliesst heute an einer Stelle,

wo, wie die Niederterrassenschotter lehren, schon während der Würm-Vergletscherung ein grosser Strom dem Gletscher entquoll und die Ablagerung von Endmoränen hinderte.

Diese Zerstückelung, die wir oberflächlich wahrnehmen, ändert an der Thatsache nichts, dass eine Felsschwelle das Tagliamentothal im Bereich der Endmoränenzone gegen die Ebene sperrt: das Becken von Osoppo erscheint als ein Erosionsbecken im Fels, dessen Abschluss durch die Endmoränen zwar vervollkommenet, aber keineswegs durch sie allein bedingt ist. Die Felsschwelle liegt gerade da, wo der Gletscher während der Würm-Eiszeit endigte und nach dem wenigen, was wir über eine frühere Eisausdehnung S. 1012 sagen konnten, auch bei den älteren Vergletscherungen ungefähr geendigt hat. Sie liegt dort, wo die Gletschererosion aufhörte. So erscheint das Becken von Osoppo als das Ende des vom Tagliamento vertieften und übertieften Thales, als das Zungenbecken des Tagliamentogletschers.

Uebertiefung und alte Thalböden im Fellathal.

Das Auftreten von Hängethälern im Bereich der Fella hat schon O. Marinelli hervor gehoben. Selbst die grossen Thäler, das Dognatal, das Raccolanathal, das Resiathal, münden in Stufen, in die die Flüsse allerdings tief eingeschnitten haben. Da in ihnen bedeutende Gletscher abwärts flossen, so haben auch sie gegenüber ihren Nebenthälern eine Uebertiefung erfahren. Gelegentlich erscheint ein Riegel am Ausgang des Seitenthales in das Fellathal, ein Zeichen dafür, das der im Seitenthal strömende Gletscher vom Hauptgletscher gestaut wurde, so am Ausgang des Resiathales und des Raccolanathales. Viel höher sind die Stufenmündungen der kleinen Seitentäler. Die Gehänge des Fellathales steigen jäh und schroff empor und treten erst in Höhen von 900—1000 m auseinander; so erscheint das Fellathal wie ein gewaltiger Kanal; als Canale del Ferro wird es auch bezeichnet. Das Hauptthal selbst besitzt wohlausgesprochenen Stufenbau: jeweilen oberhalb der Mündung eines grossen Seitenthales liegt im Hauptthal eine Stufe, die von der Fella in enger Schlucht passiert wird, so die Stufe zwischen Pontafel und Dogna oberhalb der Mündung des Dognathales, die Stufe bei Chiusaforte oberhalb der Mündung des Raccolanathales, die Stufe von Rovereto oberhalb der Mündung des Resiathales. Bemerkenswert ist, dass die Stufen im Hauptthal thalabwärts immer kleiner werden, entsprechend der Thatsache, dass das Grössenverhältnis zwischen Hauptgletscher und einmündendem Seitengletscher sich immer mehr zugunsten des ersteren verschiebt.

Auch oberhalb Pontafel ist das Längsthal der Fella übertieft: die von Norden kommenden kleinen Thäler, das Uggowitzthal, der Malborgethgraben, der Weissenbachgraben, der Bombaschgraben, brechen alle in Stufen gegen das Hauptthal ab. Nur ein Thal, das der Seisera, das selbst einen grossen Gletscher, den des Wischberges, barg, mündet gleichsohlig.

Denken wir uns die übertieften Thäler bis zu den Stufenschwellen ausgefüllt, so erhalten wir den alten präglacialen Thalboden, der mehrere hundert Meter über dem heutigen liegt. Ich schätze seine Höhe nach den kleinen Hängethälern, deren Sohle durch eigene Gletscher nicht übertieft worden sein kann, zwischen Chiusaforte und Resiutta auf 650—750, am Ausgang des Fellathales auf etwa 600 m. Merkwürdig höher um 800 m herum, liegt er im Längsthal bei Pontafel und Malborgeth und es entsteht die Frage, ob er hier nicht vielleicht dem Thalsystem der Gailitz angehört, wofür der Grundriss des Thalsystems spricht.

Aber auch noch in einem weit höheren Niveau erscheinen ausgedehnte Terrassen im Thal, einen alten Thalboden bildend, über den sich die Höhen der Berge hinausheben, so vor allem in der Umgebung von Chiusaforte und Dogna in 1000—1200 m Höhe. Da die Terrassenflächen sich gegen die Thalmitte sanft abdachen, gilt für diese die kleinere Zahl, etwa 1000 m. Dieser alte Thalboden zieht hoch über dem heute tief in ihn eingesenkten Thal bis zu dessen Mündung, wo wir ihn in 900—1000 m Höhe antreffen.

Übertiefung und alte Thalböden im oberen Tagliamentothal.

Die Spuren der Übertiefung beginnen im Tagliamentothal schon auf dem Mauriapass. Dessen morphologische Eigenthümlichkeit spiegelt die Führung der Strasse klar wieder: in langen Schlangenlinien steigt sie von Westen wie von Osten empor, während sie in der Nachbarschaft der Passhöhe fast 2 km lang gerade geführt werden konnte. So zeigt der Mauriapass jenes Längsprofil, wie wir es bei Pässen antreffen, die vom Gletscher in starkem Strom passiert und niedergeschliffen worden sind, und bestätigt so die schon aus den Moränen erkannte Tatsache, dass ein grosser Arm des Piavegletschers hier ins Tagliamentothal übertrat.

Gleich im obern Tagliamentothal sehen wir alle Seitenthäler in gewaltigen Stufen hoch über der Sohle des Hauptthales münden. Die Wände des Hauptthales sind übersteil, wie die starke Schuttlieferung zeigt. Durch Terrassen markiert sich ein altes Thalniveau im Bereich der grossen Serpentina der Strasse östlich vom Mauriapass in etwa 1100—1200 m Höhe. Oberhalb Forni di Sopra erweitert sich das Thal zu einem Becken, das sich bis unterhalb Forni di Sotto erstreckt. Die Anzeichen der Übertiefung folgen uns. Gesimse an den Gehängen weisen bei letzterem Ort auf einen Thalboden in etwa 900—1000 m. Unterhalb der Enge, in der der Passo della Morte liegt, öffnet sich das Becken von Ampezzo. Die Thalsohle gabelt sich: der Tagliamento umfließt den M. Corno (1223 m) im Süden, während die Strasse einem alten, verschütteten Thal im Norden des genannten Berges folgt. Hier im Bereich von Ampezzo stellen sich ausgedehnte Terrassen auf der Höhe ein. Zwei Niveaus lassen sich unterscheiden: ein höheres, viel weiter verbreitetes in 1000—1200 m und ein tieferes in 700—900 m, auf eine Thalsohle beiläufig in 700 m hinweisend. Nördlich von Villa überschaut man beide alten Thalniveaus über einander. Die Ortschaften Lauco (719 m), Avaglio (774 m) und Trava (700 m) stehen auf dem tiefern; darüber hinaus erhebt sich die viel weiter ausgedehnte Terrasse des M. Falchia (1233 m), M. Seri (1143 m) und M. Folchionon (1180 m), das höhere Niveau erkennen lassend.

Beide Gesimse, z. T. als weite Terrassen, das obere oft als ausgedehntes welliges Plateau entwickelt, begleiten uns bis zur Mündung des Fellathales. Dem obern Niveau gehört der lange, oben ganz flache Rücken des M. Dobis (1034 m) und des M. Strabut (1112 m) zu beiden Seiten des Thales des T. But an, desgleichen die Höhe des M. Festa (1071 m) nördlich von Amaro, dem untern weite Terrassen am Südabhang des M. Amariana und am Nordabhang des M. Piombad und des M. Faeit, die sich zwischen 600 und 700 m halten und auf eine Thalsohle in etwa 600 m weisen. Wie ich am Ausgang des Thales des Degano und des But sehen konnte, greifen diese alten Niveaus auch in diese Thäler ein. Doch habe ich sie hier nicht verfolgt.

Übertiefung und Thalgesimse im Querthal des Tagliamento.

Im Querthal des Tagliamento bei Gemona zeigt das steile Gefälle des Unterlaufes der Seitenbäche die Übertiefung. Die Stufen freilich erscheinen z. T. durch mächtige Schutt-

kegel verschleiert, die sich in die Schluchten hinaufbauen. Selbst noch im Bereich der Trichtermündung des Tagliamentothales lassen sich die beiden Thalniveaus deutlich erkennen. Die Höhen zwischen der Kette des Ciampon und ihrer östlichen Fortsetzung sowie zwischen den Orten Montenars, Tarcento und Attimis ordnen sich alle in ein einheitliches Niveau, das gegen die Ebene hin 700 m hoch liegt und gegen die genannten Ketten sowie mit zunehmender Entfernung vom Tagliamento auf 800 und 900 m ansteigt. Nordöstlich von Tarcento gehört die ausgedehnte Hochfläche des M. Carnizza hierher. Wie diese alte Landoberfläche die gefalteten Schichten des Eocäns und der oberen Kreide schneidet, zeigt das geologische Profil, das O. Marinelli von diesem Gebiet giebt.¹⁾ Westlich vom Tagliamentothal begegnet uns das gleiche Niveau in den Hochflächen nordöstlich und nordwestlich von Forgaria zu beiden Seiten der wilden Schlucht des Arzino.

Aber auch das untere Niveau ist vertreten; ihm gehören die z. T. stark zerschnittenen, aber gleichwohl mit ihren breiten Rücken sich in eine ziemlich einheitliche Fläche einordnenden Tertiärhöhen zwischen Tarcento, Attimis und Faedis und der Ebene an. Auch der M. Buja und das Plateau von Susans ordnen sich hier ein, desgleichen die Terrasse zwischen Forgaria und Flagogna am Tagliamento. Weiter südlich fallen hierher der Hügel von Buttrio (141 m) und seine östlichen Nachbarn (176 m). Als Höhe dieser alten Landoberfläche ergibt sich bei Tarcento, am M. Buja und bei Forgaria 330 m, bei Attimis 270—290 m, bei Faedis rund 200—230 m, bei Buttrio 140—170 m.

Gefällsverhältnisse der alten Thaloberflächen.

Die Bestimmung der Höhe der alten Thaloberflächen, die wir ausgeführt haben, ist nur angenähert, weil wir im einzelnen Fall nicht sagen können, ob wir auf der unverletzten alten Thalsole oder auf einem etwas über derselben gelegenen Stück der alten Landoberfläche stehen; auch ist eine flächenhafte Abtragung in manchen Fällen nicht ausgeschlossen. Deswegen haben wir nie auf einzelne Vorkommnisse, sondern nur auf ihre Gesamtheit Gewicht gelegt. Unter dieser Voraussetzung glauben wir auch die Gefällsverhältnisse der alten Thäler ableiten zu dürfen. Mit dem Vorbehalt, dass es sich nur um rohe Näherungswerte handelt, geben wir die folgende Tabelle. Wo oben im Text die Höhe eines Thalbodens zwischen zwei Grenzen angegeben worden ist, wurde in der Tabelle das Mittel dieser Grenzen gesetzt.

| | Heutige Thal- Sohle | | Oberer Thal- boden | | Unterer Thal- boden | | Betrag der Ueber- tiefung unter dem unt. Thalboden m |
|------------------------|------------------------|------------------|-----------------------|--------------|------------------------|--------------|---|
| | Höhe m | Gefälle ‰ | Höhe m | Gefälle ‰ | Höhe m | Gefälle ‰ | |
| Fellathal | | | | | | | |
| bei Malborgeth | 750 | 18 | | | 850 ²⁾ | 10 | 100 ²⁾ |
| „ Pontafel | 570 | 15 | | | 750 | 6 | 180 ²⁾ |
| „ Chiusaforte | 390 | 8 | | | | | |
| „ Amaro | 250 | | | | 600 | | 350 |
| Tagliamentothal | | | | | | | |
| bei Mauria | 1050 | 30 | | | 1150 | 20 | 100 |
| „ Forni di Sotto | 750 | 17 | | | 950 | 10 | 200 |
| „ Villa Santina | 400 | 9 | 1100 | 6 | 700 | 6 | 300 |
| „ Amaro | 250 | | 1000 | 17 | 600 | 15 | 350 |
| „ Tarcento | 170 | 4 ^{1/2} | 700 | | 330 | 8 | 160 |
| „ Buttrio | 75 | 4 | | | 140 | | 65 |

1) Descrizione etc. di Tarcento. 1902. Tafel.

2) Über die Zugehörigkeit dieser Terrasse vgl. oben S. 1018.

Der Betrag der Übertiefung, d. h. die Höhendifferenz zwischen der heutigen Thalsole und unserem untern Thalniveau ist im obern Teil der Thäler klein und erreicht erst bei Amaro mit 350 m seinen grössten Wert; thalabwärts nimmt er im Querthal wieder ab. Gerade bei Amaro war auch die Eismasse des Gletschers am grössten, da er hier alle seine Zuflüsse aufgenommen hatte. Thalabwärts gegen die Endmoränen hin flachte sich der Gletscher aus und dementsprechend nimmt die Übertiefung ab.

Ein bemerkenswertes Bild bieten die Gefällsverhältnisse der beiden alten Thalböden. Das Gefälle derselben nimmt im Fellathal wie im obern Tagliamentothal ganz normal thalabwärts ab. Im Querthal aber, von Amaro abwärts, erfährt es eine erhebliche Steigerung, beim obern Niveau von 6⁰/₀₀ auf 17⁰/₀₀, beim untern von 6⁰/₀₀ auf 15⁰/₀₀ und 8⁰/₀₀, oder wenn wir die ganze Strecke Amaro-Buttrio ins Auge fassen, auf 11⁰/₀₀. Es ist dieselbe Erscheinung, die wir zunächst in der Schweiz, dann im Etschgebiet wie im Piavegebiet gefunden haben, und die wir dort mit Verbiegungen in Zusammenhang brachten. Die Thalböden sind sichtlich dislociert und zwar in dem Sinn, dass das Gebirge als Ganzes eine relative Hebung erfahren hat und dabei die der Ebene benachbarten Teile des Gebirges schief gestellt wurden. Denken wir uns die alten Thalniveaus mit ihrem normalen, oberhalb Amaro erhaltenen Gefälle bis in die Ebené hinausgeführt, so kommen wir bei Tarcento rund 200 m über das Niveau, in dem wir hier heute jene alten Thalböden treffen, bei Buttrio, wo allerdings nur der jüngere Thalboden vorliegt, gar 260 m. Diese Zahlen geben uns die ungefähren Beträge der relativen Hebung des Innern des Gebirges gegenüber dem Aussensaum.

Die venezianische Ebene als Senkungsfeld.

Augenfällig ist die Konvergenz des präglacialen Thalniveaus und des heutigen in der Richtung nach Süden zu: die präglaciale Landoberfläche scheint unter die heutige Thalsole unterzutauchen. Bei Buttrio besteht noch eine Höhendifferenz von 65 m zwischen beiden. Bei Udine aber, mehr gegen die Mitte des Thaltrichters hin, wo Reste des Tertiärs in Form eines Hügels emporragen, beträgt sie nur noch 25 m und auf 10 m reduciert sich die Aufragung des mit Feretto bedeckten Tertiärs bei Pozzuolo 10 km südlich von Udine. Der Hügel von Udine, sowie seine kleinen Nachbarn im Süden und Südwesten erscheinen als die noch sichtbaren Gipfel einer versunkenen und verschütteten Hügellandschaft. In welcher Tiefe unter der venezianischen Ebene wir weiter südlich die alte Landoberfläche zu suchen haben, wissen wir nicht. Keines der Bohrlöcher, die hier niedergetrieben wurden, hat dieselbe in der Tiefe getroffen, selbst nicht das 216 m tiefe bei Grado unmittelbar am Gestade des Adriatischen Meeres unweit der Isonzomündung.¹⁾ Die venezianische Tiefebene erscheint sonach als Teil eines grossen Senkungsfeldes, dessen Senkung in Form einer Verbiegung bis ins Gebirge hinaufgegriffen hat.

Wir haben Anhaltspunkte, um das Alter dieser Senkungsvorgänge zu bestimmen. Die ältere, höher gelegene Landoberfläche, die wir an der Etsch als pliocän erkannten, ist stärker dislociert, als die jüngere, die wir nach dem Auftreten des älteren Deckenschotters des Piavegletschers im Thal des Soligo als präglacial ansprechen durften. Auch die präglaciale Landoberfläche ist dislociert, und zwar an der Piave wie am Tagliamento. Ein wesentlicher Teil der Senkung erfolgte also sicher in der Quartärzeit.

1) Ich verdanke die Mitteilung des Bohrprofils von Grado Herrn Prof. Dr. A. Grund in Berlin.

Mit diesem Ergebnis stimmen die Befunde in den tiefen Bohrlöchern der venezianischen Ebene. Nirgends wurde Tertiär erbohrt; bis zu den grössten erreichten Tiefen — 200 m unter dem Meeresspiegel — wurde nur Quartär angetroffen. Auf die Art des Senkungsvorganges wirft die Beschaffenheit der erbohrten Quartärschichten helles Licht: sie sind bemerkenswerterweise selbst an der heutigen Küste zum Teil von der Art, dass sie nicht in einem stehenden Wasser, wie das Adriatische Meer es ist, sondern nur auf einem über dem Niveau des Meeres zu Tage liegenden Land abgesetzt worden sein können. In 211 m Tiefe, rund 200 m unter dem Meeresspiegel hat die Bohrung von Grado Schotter ergeben, den man nach seinem Habitus für Quartär halten muss. Bei seinem Absatz muss das Land mindestens 200 m höher gestanden haben als heute; denn grober Schotter kann sich nur auf dem Land bilden. Mindestens um diesen Betrag hat sich also das Land während der Quartärzeit gesenkt.

Die tiefen Bohrungen, die G. Toldo¹⁾ aus der Umgebung von Venedig wiedergibt, zeigen weit unter dem Meeresspiegel Torf in z. T. mächtigen Lagen und weit ausgedehnt, wie nachfolgende Zusammenstellung lehrt.

| | See- höhe m | Tiefe m | Torf wurde erbohrt in der Tiefe (m) von | | | | | |
|------------|-------------------|------------|---|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Rana | 2.6 | 68 | — | 35.1—37.0 | 44.1—46.7 | — | | |
| Malghera | 2.0 | 70 | — | 34.7—38.6 | 44.4—47.3 | 48.6—52.6 | | |
| Venedig 1 | 1.1 | 60 | 15.2—24.1 | 38.1—47.0 | | 53.8—54.7 | | |
| " 2 | 2.0 | 157 | — | — | 45.0—46.1 | — | 75.0—76.0 | 90.0—91.0 |
| " 3 | 1.7 | 122 | 17.5—18.0 | 36.2—36.7 | 41.8—42.5 | — | — | — |
| " 4 | 1.8 | 215 | — | — | — | — | — | — |
| S. Servolo | 0.7 | 71 | — | 32.8—34.0 | — | — | 65.5—67.0 | |

Rana (bei Toldo Bohrloch Nr. 113) und Malghera (Nr. 114) unweit Mestre; Venedig 1 = Ghetto von Venedig (Nr. 115); 2 Cà di Dio (Nr. 116), 3 Giardini pubblici (Nr. 117), 4 Santa Marta Nr. 118); S. Servolo dicht bei Venedig (Nr. 119).

Einzelne Torflager sind in diesen Bohrungen auf weitere Strecken hin zu verfolgen, so eines in rund 35 m Tiefe und eines in rund 45 m Tiefe. Es kann sich unter diesen Umständen nur um autochthonen, keineswegs um verschwemmten Torf handeln. Alle diese Festlandsablagerungen lehren, dass die Senkung so allmählich erfolgte, dass die Aufschüttung des Bodens mit derselben Schritt halten konnte.

Alter der heutigen Oberfläche der venezianischen Ebene.

Wir sahen S. 1010, dass von den Endmoränen des Tagliamentogletschers Niederterrassenschotter gleichsam abfließt. Die Flüsse haben in ihn hier Thäler eingeschnitten; so sind die Niederterrassen selbst einer Abtragung entzogen worden. Verfolgen wir ihre Gefällsverhältnisse, wie sie z. B. den grossen amtlichen italienischen Kartenwerken zu entnehmen sind, so zeigt sich, dass dieselben gänzlich ungestört sind. Der Niederterrassenschotter der venezianischen Ebene hat also, so weit er als solcher zu verfolgen ist, keine Dislokation erfahren. Die in derselben Region durch das steile Gefälle der präglacialen Landoberfläche ersichtliche Dislokation war bei Schluss der Würm-Eiszeit im wesentlichen beendet. Das gilt mit aller Schärfe für die ganze Fläche¹⁾, die nach Süden zu von einer Linie begrenzt wird,

¹⁾ Sezioni geologiche riguardanti la coltre alluvionale Padana. Boll. Soc. geol. Ital. XX, Rom, 1900 S. 579.)

welche etwa von Gradisca in schwach nach Norden gekrümmtem Bogen nach Pordenone zieht. Südlich dieser Linie lassen sich die fluvioglacialen und die recenten Alluvionen nicht mehr trennen. Angesichts des eben dargelegten Ergebnisses für das nördlich angrenzende Gebiet scheinen aber erhebliche postglaciale Dislokationen, auch für die Küstenzone selbst nicht wahrscheinlich.

Zu einem andern Resultat ist A. Grund gekommen (Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres. Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich VI, 1907 S. 11. Vgl. auch oben S. 889). Er nimmt an, dass der verfestigte Schotter, der bei Grado in 200 m Tiefe unter dem Meere erbohrt wurde, der fluvioglaciale Isonzo-Schotter der Würm-Vergletscherung sei, die hangenden un-
verfestigten Schotter aber der Postglacialzeit angehören, und zieht in den mehr landeinwärts ausgeführten Bohrungen, die Mariani aus der Provinz Treviso mitteilt (Atti Soc. Ital. di Sc. nat. Milano XXXVI, 1896 S. 33), nach dem Grade der Verfestigung die Grenze zwischen quartären und postglacialen Schottern. Wir können ihm hierin nicht folgen; denn wir müßten sonst einen sehr grossen Teil unseres Niederterrassenschotters auch da, wo dessen enger Konnex mit den Moränen feststeht, als postglacial betrachten. Der Grad der Verfestigung kann in keiner Weise für die Altersbestimmung allein ausschlaggebend sein. Anhaltspunkte, um den Schotter in 200 m Tiefe bei Grado für das Fluvioglacial der Würm-Eiszeit zu halten, gibt es nicht; es dürfte sich hier um einen älteren Schotter handeln. Das scheint nach der ausserordentlichen Mächtigkeit seines Hangenden weit wahrscheinlicher. So möchte ich den Absatz des ganzen 200 m mächtigen Schichtenkomplexes, den Grund in die Postglacialzeit verlegt, auf die ganze Quartärzeit verteilen.

Die quartäre venezianische Flexur.

Die in der Quartärzeit sich langsam vollziehende Senkung des Gebietes der heutigen venezianischen Ebene giebt uns die Erklärung für das fast vollständige Fehlen älterer Quartärbildungen: sie gerieten durch die Senkung in die Tiefe und wurden von den jüngeren verschüttet. Als ihre Äquivalente erscheinen die unteren und mittleren Lagen der mächtigen Quartärzuschüttung der Ebene. Nur unmittelbar im Bereich der Endmoränen haben wir ein Stück Hochterrasse bei Tarcento angetroffen; sie erhebt sich freilich nur 20 m über die Niederterrasse. Hier fehlt also die Verschüttung; die Senkung hat nicht mehr so weit nach Norden gegriffen, was auch durch die Anwesenheit der alten Landoberflächen rechts und links des Tagliamentothales und der Tertiärhöhen in demselben selbstargetan wird.

Gehen wir im Tagliamentothal aufwärts, so treffen wir hier auf ganz andere Erscheinungen: Seit Entstehung des oberen Thalbodens, den wir nach Analogie mit den Verhältnissen weiter im Westen als pliocän betrachten dürfen, ist hier keine Thalverschüttung, sondern eine sehr bedeutende Thalvertiefung eingetreten. Ist dieselbe auch zu einem Teil, nämlich so weit sie unter das untere, präglaciale Thalniveau reicht, durch Gletschererosion erfolgt, so hat doch an der Tieferlegung der Thalsohle vom oberen zum unteren Niveau Flusserosion gearbeitet. Das weist auf eine junge nach Ausbildung des oberen Thalniveaus erfolgte Hebung des Landes hin. So sind in Venezien gehobenes Gebiet im Gebirge und gesenktes in der Ebene dicht benachbart; zwischen beide aber stellt sich am Tagliamento wie an der Piave und Brenta eine schmale Zone ein, die als Verbindungsglied schief gestellt ist, wie das steile Gefälle der Gesimse lehrt. Die Gesamtheit der Dislokationen der Quartärzeit kann also als eine gewaltige Flexur betrachtet werden, deren Verbiegungshöhe mindestens 400 m beträgt; so gross ist mindestens der vertikale Abstand zwischen den ältesten Quartärablagerungen, die in der Ebene erbohrt worden sind, und der Höhe des ungestört gedachten präglacialen Thalbodens, die wir durch Fortsetzung der Gesimse mit einer ihrem Gefälle im Tagliamentolängsthal entsprechenden Neigung erhalten.

Das alte Delta im Tagliamentothal.

Im nördlichen Teil des Querthales sowie im Längsthal des Tagliamento treten mehrfach stark verfestigte Conglomerate auf, die z. T. ausgedehnte Terrassen 70, 80, ja 180 m hoch über dem Fluss bilden. Sie sind älter als die letzte Eiszeit; denn Moränenreste liegen auf ihnen. Charakteristisch für sie alle ist eine schräge Schichtung, deren Fallwinkel und Fallrichtung etwas wechselt. Im Längsthal, wo zwischen Socchieve und Cesclans das Conglomerat eine grosse Verbreitung besitzt, fallen die Schichten mit östlicher Componente, bald mehr nach Nordost, bald mehr nach Südost; im Querthal dagegen, wo das Conglomerat im Thal des Lago di Cavazzo sowie bei Braulins im Hauptthal des Tagliamento ansteht, zeigt sich ein südliches Fallen.

Bei Braulins am Tagliamento, Gemona gegenüber, ist das Conglomerat sehr feinkörnig, die Geschiebe meist von Haselnussgrösse, Sandbänke sind zahlreich. Die Schichten fallen unter 20° gegen Süden. Auf das Conglomerat lagert sich eine Breccie, die vom Gehänge des Berges herabzieht.

Bei Interneppo am Lago di Cavazzo ist das Conglomerat gut geschichtet, in den unteren Schichten vielfach locker. Eine Schicht hellbraunen Lehms mit glänzenden Kalkgeschieben fiel auf; doch fehlten gekritzte Geschiebe. Das Fallen geschieht unter $15-20^{\circ}$ gegen Süden. Die Mächtigkeit beträgt an 100 m. Dürrtige Spuren desselben Conglomerats haben sich am Gehänge zwischen Interneppo und Somplago unter einer Breccie erhalten. Dasselbe Conglomerat setzt die weite Terrasse von Cesclans zusammen, ist jedoch hier mehr horizontal geschichtet. In seinem Liegenden erscheint ein ganz weisses, breccienartiges Conglomerat. Das unregelmässige Fallen der Schichten des Conglomerats ist auch bei Verzegnis, wo es die tiefere Terrasse zum Teil aufbaut, gut zu sehen. Hier liegt das Conglomerat auf einem molasse-ähnlichen Sandstein, ähnlich wie die interglaciale Varone-Nagelfluh am Gardasee auf der Pietra morta (vgl. S. 918). Bei Illeggio, schon im Gebiet des T. But, fällt das Conglomerat nach Norden. Aus dem gleichen Conglomerat besteht der Hügel bei Invillino südöstlich von Villa; es zeigt östliches Fallen. Eine weite Verbreitung hat es zwischen Enemonzo und dem Lumiei bei Ampezzo. Es streicht an mehreren Stellen an der Terrasse bei Enemonzo aus, die weiter östlich bei Quinis und Esemon aus Fels besteht. Mit östlichem Fallen erscheint es an der Strasse zwischen Enemonzo und Socchieve. Nordwestlich von Socchieve ist es an der Strasse in einem Steinbruch gut aufgeschlossen; es fällt hier nach Nordosten. Auch bei Preone steht es an.

Das schräg fallende Conglomerat hält sich in einem bestimmten Niveau: nirgends geht es über 480—490 m hinaus. Seine Mächtigkeit ist dabei sehr bedeutend; an manchen Stellen ist es 100 und 150 m hoch entblösst. Alle diese Eigenschaften, vor allem das von Aufschluss zu Aufschluss etwas wechselnde Fallen sprechen gegen die Annahme Taramellis, dass das Conglomerat dislociert sei, weswegen er es als Alluvione sarmatica bezeichnete. Aber auch an Verstärkung über Gyps, der im Längsthal mehrfach auftritt, kann nicht gedacht werden. Seinem ganzen Charakter nach muss ich die Bildung als ein altes Delta ansprechen, abgelagert in einem stehenden Gewässer, das etwa in 490 m spiegelte. Daher im Längsthal sein zwar unregelmässiges, aber stets mit östlicher Componente sich geltend machendes Fallen, im Nord-Süd gerichteten Querthal dagegen sein südliches Fallen! Die Auffassung der Ablagerung als Delta erfährt dadurch ihre Bestätigung, dass in den obersten erhaltenen Schichten des Conglomerates bei Ampezzo die schräge Schichtung in 480—490 m Höhe in eine horizontale übergeht, ohne dass irgend eine Grenze zu erkennen wäre, die beide Ablagerungen als verschieden alt zu deuten gestatten würde.

Die Terrasse, auf der Ampezzo liegt, besteht zu einem wesentlichen Teil aus unserm Conglomerat, das am Lumiei sowie in dem Thälchen des Torrente Teria gut aufgeschlossen ist. Es geht bis etwa 530 m Seehöhe aufwärts und mehrfach liegt auf ihm Moräne. Die oberen Schichten, z. B. an der Brücke über den T. Teria, sind deutlich horizontal geschichtet. Die tieferen aber

etwa von 480 oder 490 m abwärts, zeigen ausgesprochen schräge Schichtung, wie an der Strasse zu sehen ist, wo diese nach einer grossen Serpentine zum Lumiei herabsteigt, dann aber auch an diesem Flusse selbst.

Interglaciales Alter des Tagliamentodeltas.

Hier bei Ampezzo ergab sich eine genaue Altersbestimmung des Conglomerates. Zwar könnten wir auf sein quartäres Alter schon daraus schliessen, dass es im über-tiefsten Thal, dieses hoch auffüllend, zum Absatz gekommen ist. Von ausschlaggebender Bedeutung ist jedoch, dass bei Ampezzo unter dem Conglomerat Moräne auftritt, so direkt sein quartäres Alter dartuend. Wo die Strasse von Ampezzo nach Socchieve von der Hochfläche, auf der der erstere Ort steht, zum Lumiei herabsteigt, lässt sich zunächst gut die Auflagerung der hangenden Moräne auf dem hier horizontalen Conglomerat beobachten. Die Grenze zwischen Moräne und Conglomerat ist deutlich, doch das letztere nicht geschliffen. 35 m tiefer, weiter abwärts an der Strasse, war 1889 unter dem Conglomerat eine graue Grundmoräne sichtbar; 10 m tiefer erschien sie wieder. An der Überlagerung war ein Zweifel nicht möglich, da durch den Strassenbau das Gehänge frisch abgegraben war. 1905 war von der liegenden Moräne nichts mehr zu sehen: wo ich sie 16 Jahre vorher wahrgenommen, befanden sich Stützmauern, die das Gehänge an Rutschungen hindern sollten. Am Fluss selbst geht das Conglomerat, hier als Delta entwickelt, bis zum Wasserspiegel, ohne dass Moräne erscheint. Die liegende Grundmoräne findet sich dort, wo das Conglomerat dem flach ansteigenden Gehänge des M. Jof angelagert wurde. Es handelt sich also um ein interglacial gestelltes Delta des Tagliamento.

Bildungsdauer des Deltas.

Das Delta erfüllte, nach den Resten zu urteilen, das ganze Tagliamentothal von Ampezzo abwärts bis Gemona, also auf eine Strecke von 35 km. Nehmen wir dazu die in ihrem unteren Teile ebenfalls verschütteten Seitenthäler, so bedeckte das Delta eine Fläche von 150—200 qkm. Setzen wir seine mittlere Mächtigkeit zu nur 100 m an, so ergibt sich ein Rauminhalt von 15—20 cbkm. Diese Gesteinsmasse auf das Einzugsgebiet des Tagliamento von rund 2000 qkm verteilt, ergibt einen Denudationsabtrag von 7.5 bis 10 m. Das ist freilich nur ein Minimalwert; denn die Mächtigkeit des Deltas dürfte mit 100 m unterschätzt sein; ferner dürfte auch Braulins, Gemona gegenüber, schwerlich das Südende des Deltas thalabwärts bezeichnen. Wir sind uns also dieser Fehlerquellen unserer Schätzung wohl bewusst. Es handelt sich uns jedoch nur darum, die Grössenordnung der Zeit kenntlich zu machen, die zum Absatz des Deltas nötig war; diese Zeit war eine sehr lange. Wir irren nicht, wenn wir die Bildung des interglacial gestellten Deltas in eine Interglacialzeit verlegen, sei es nun in die Mindel-Riss- oder, was uns wahrscheinlicher ist, in die Riss-Würm-Interglacialzeit.

Dass eine Vergletscherung über das Delta dahingegangen ist, zeigt ausser der gelegentlichen Moränenbedeckung seine starke Abtragung und Zerstückelung. Dabei war bei seiner Bildung das Thal im wesentlichen schon so tief wie heute eingeschnitten. Denn mehrfach reicht das Conglomerat bis in die Höhe des Wasserspiegels der heutigen Flüsse.

Verbiegungen der Erdkruste nach Absatz des Deltas.

Eine Schwierigkeit, die uns schon bei einer Reihe interglacialer Deltaconglomerate begegnet ist, treffen wir auch hier. In nicht ganz 500 m stand der Spiegel des Sees, in dem das Delta zum Absatz kam. Unter den heutigen orographischen Verhältnissen

könnte in dieser Höhe nie ein Seespiegel gehalten werden. Die Tertiärhöhen zwischen Tarcento und Ragogna, die das Becken von Osoppo abschliessen, gehen nur bis rund 300—325 m; noch tiefer liegt die Kammlinie der Jung-Endmoränen. Um einen Seespiegel in 500 m Höhe zu spannen, müsste man die Tertiärschwelle um 180 m, die Endmoränen um 210 m erhöhen. Dass die Alt-Endmoränen oder die Tertiärschwelle um einen solchen Betrag durch Denudation abgetragen worden seien, ist unwahrscheinlich. So weist das interglaciale Delta des Tagliamento darauf hin, dass seit seiner Ablagerung die Höhenverhältnisse zwischen dem Längsthal des Tagliamento und der Gegend der Schwelle zwischen Tarcento und Ragogna sich tektonisch verschoben haben. Das Längsthal mit den Delta-Ablagerungen dürfte gehoben, die Schwelle gesenkt worden sein. Der Betrag der relativen Hebung des einen Gebietes gegenüber dem andern seit der Interglacialzeit, in der das Delta abgelagert wurde, bildet, auch wenn wir eine theilweise Aufstauung des Sees durch Moränen annehmen, doch einen sehr wesentlichen Bruchtheil des Betrages der Dislokation, den wir für die gesamte Quartärzeit schätzten. Es haben sich also hier Bodenbewegungen bis in die jüngere Quartärzeit geltend gemacht.

Interglaciale Breccie von Vignarossa.

Westlich von Ampezzo befindet sich in dem alten, heute vom Fluss nicht benutzten Thal, dem die Strasse nach Forni folgt, eine mächtige Breccie, die sich von den Höhen des M. Tinizza nach Süden herabsenkt. Da auf ihr Moräne auftritt, steht ihr hohes Alter fest; sie dürfte gleich alt wie das Conglomerat von Ampezzo sein, in das sie als Schutthalde zu verlaufen scheint. Ich möchte sie deswegen als interglacial ansprechen, wenn auch eine liegende Moräne nicht beobachtet wurde. Auch sie gibt Zeugnis von der mächtigen Thalverschüttung, die in der Interglacialzeit stattfand.

Postglaciale Verschüttung der tiefen Thäler des Tagliamentogebietes.

Ganz wie in der Interglacialzeit, so trägt auch heute das Tagliamentogebiet in seinen tiefen Thälern die Züge einer gewaltigen Verschüttung. Von Socchieve an fließt der Tagliamento auf weiten Akkumulationen, die oft ein Breite von 2 km besitzen; sie bilden eine weissshimmernde Kiesfläche, wenn nicht gerade ein Hochwasser sie ganz überschwemmt. Diese Akkumulation, die sich oft mit starker Seitenerosion paart, hat in die gleichsohlig mündenden Hauptthäler hinaufgegriffen. Die durchsägten Riegel der Stufen des Fellathales haben das nicht aufzuhalten vermocht. So heben sich die schroffen, oft übersteilen Wände der Thäler jäh über die Akkumulationsflächen der Thalsohle heraus.

Das ganze Zungenbecken bei Osoppo war wohl am Schluss der Eiszeit ein See; er wurde verschüttet und in eine weite Ebene umgewandelt. Ein Zipfel dieses alten Sees hat sich bis heute erhalten — der 195 m hoch gelegene und 39 m tiefe Lago di Cavazzo. Er entging der Vernichtung durch Zuschüttung nur dadurch, dass er ausserhalb des Weges geschiebereicher Flüsse und Wildbäche lag. Gegen Norden zu ist sein Thal durch einen Rest des interglacialen Deltas gegen das Tagliamento-Längsthal abgeschlossen. Der Seespiegel befindet sich bemerkenswerterweise volle 30 m tiefer als der Spiegel des Tagliamento bei Venzone.

Die Verschüttung hat keineswegs nur vom Hauptthal aus in die Seitenthäler hinaufgegriffen. Diese selbst haben von sich aus wesentlich zur Verschüttung beigetragen. Nirgends ist das schöner zu sehen, als an den prachtvollen schneeweissen Schuttkegeln, welche sich bei Venzone und bei Tolmezzo aus kurzen, steilen Seitenthälern in das

Hauptthal ergiessen und einem Gletscher nicht unähnlich sehen. Eine Eigentümlichkeit derselben ist es, dass ihr Gefälle, statt wie gewöhnlich gegen ihren Fuss abzunehmen, im Gegenteil wächst. Es verbirgt sich infolgedessen dem Beobachter, der an ihrem Fuss steht, der obere Teil derselben hinter ihrer Wölbung. Für den Rugo Bianco — so nennt der Volksmund treffend diese Schuttkegel — bei Venzone ergibt sich nach der Tavoletta das folgende Gefälle: Zwischen den Isohypsen 325 und 300 m 67‰ ; 300 und 275 m 62‰ ; 275 und 250 m 91‰ ; 250 und 225 m 91‰ ; 225 und 200 m 107‰ . Das Gefälle verdoppelt sich also im untern Teil nahezu. Die Hauptursache hierfür dürfte darin liegen, dass die Wildbäche, sobald sie den Rugo Bianco erreicht haben, Wasser nach unten in den lockeren Schotter abgeben und dadurch an Stosskraft verlieren.

Mehrfach sind gigantische Bergstürze im Tagliamentothal abgegangen. Der grösste derselben fiel vom Monte Tinizza zwischen Forni di Sotto und Ampezzo. Der Tagliamento durchbricht ihn in dem Passo della Morte — einem Bild grausiger Wildniss. Dieser Bergsturz vermochte eine Zeitlang den Tagliamento zu einem See aufzustauen und dadurch die Bildung von horizontalen Seeterrassen hervorzurufen, die thalaufwärts bis Forni di Sopra zu beobachten sind. Gewaltige Bergschuttmassen begegnen uns weiter thalabwärts im Thal von Vignarossa kurz vor Ampezzo und ebenso bei der Kapelle Madonna del Sasso zwischen Villa und Caneva.

XII. Die venezianischen Gletscher.

(Schluss.)

Isonzogletscher.

Einleitung. Geschichtliches. Der Predilpass von lokalem Eis überschritten. Höhe der Eisoberfläche im Isonzothal. Endmoränen am Tolmeiner Arm des Isonzogletschers. Niederterrassenschotter daselbst. Spuren eines älteren Schotters bei St. Lucia. Der Natisone-Arm des Isonzogletschers. Entwässerung dieses Gletscherarmes durch die Predolschlucht. Stauablagerungen im oberen Natisonegebiet. Laufschwankung. Schneegrenze der Würm-Eiszeit. Übertiefung und alte Thalbodenreste im Sotscha- und im Koritnicathal. Übertiefung und Gesimse im mittleren und untern Isonzothal. Miocene Denudationsflächen. Das Zungenbecken des Isonzogletschers. Conglomerate unter Moränen. Der postglaciale See von Tolmein. Beziehungen zwischen Isonzo und Natisone. Postglaciale Bergstürze. Der postglaciale See von Serpenica. Das interglaciale Delta bei Flitsch. Stadien im Isonzogegebiet. Anzeichen einer postglacialen xerothermen Periode im Isonzogegebiet.

Einleitung. Geschichtliches.

Das Thalsystem des Isonzo gehört vollständig dem Kalkgebirge an. Es wurzelt in den höchsten Teilen der Julischen Alpen. In einem Bogen angeordnet erheben sich hier, die Wasserscheide gegen das Einzugsgebiet der Fella und der Save bildend, eine Reihe mächtiger weissschimmernder triassischer Kalksteinberge. Ihre Eckpfeiler sind der Kanin (2582 m) im Westen und der Triglav (2863 m) im Osten; beide tragen noch heute in Nordexposition kleine Schneefelder. Nur ein einziger niedriger Pass, der Predil (1162), vermittelt den Übergang nach Norden. Sonst ist besonders gegen das Einzugsgebiet der Save der Abschluss ein vollständiger. Zwei Quellthäler, das der Sotscha — das ist der slovenische Name des Isonzo —, in seinem höchsten Teil Trentathal genannt, und das etwas kleinere Koritnicathal, vereinigen sich bei Flitsch, wo das eigentliche Isonzothal beginnt. In zickzackförmigem Verlauf, der durch den Wechsel von Querthal- und Längthalstücken bedingt ist, erreicht das Thal bei Görz das Alpen-

vorland. Sein mittlerer Teil zeigt nicht die Abgeschlossenheit des oberen. Gegen das Längsthalstück zwischen Žaga (unterhalb Flitsch) und Tolmein öffnen sich von SW einige niedrige Pässe, die zu den Thälern der Nebenflüsse des Natisone und vor allem zum Natisoneithal selbst führen.

Diese Anordnung der Thäler beeinflusste die Entwicklung des Isonzogletschers. Im obern Teil konvergiereten die Eismassen gegen Flitsch; im untern Teil divergierten sie, indem sich eine grössere und mehrere kleinere Zungen über die Wasserscheiden hinweg in die Nachbarthäler erstreckten, so ganz besonders in das obere Natisoneithal.

D. Stur kartierte 1858 consequent alle Moränen als Tertiär, desgleichen auch einen Teil der quartären Conglomerate. (Das Isonzothal von Flitsch abwärts bis Görz. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt IX, Wien 1858, S. 345, 356). Dieser Irrtum hat sich auf den geologischen Karten bis gegen Ende des vorigen Jahrhunderts erhalten, so noch auf der Karte bei G. Stache (Übersicht der geologischen Verhältnisse der Küstenländer von Österreich-Ungarn. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1889), obwohl Taramelli schon 1870 denselben berichtigt hat (Sugli antichi ghiacciaji della Drava, della Sava e dell' Isonzo. Atti Soc. Ital. Sc. nat. 1870 S. 236). Taramelli war auch der erste, der zu einem einigermaßen richtigen Bild des Isonzogletschers gelangte (a. a. O. und Terreni morenici etc. del Friuli. Ann. Scient. R. Istituto Tecnico di Udine. VIII, Udine 1875; Geologia delle provincie Venete. Atti R. Accad. dei Lincei (3) XIII, 1882). Von den zahlreichen Abhandlungen über die angebliche Veränderung des Isonzolaufs in historischer Zeit, deren wichtigste wir an anderer Stelle kurz zitieren werden, erörtert nur die von Gumprecht (Der mittlere Isonzo und sein Verhältnis zum Natisone. Dissertation. Zeitschr. f. wissenschaftl. Geographie VII. Leipzig, 1886) eingehender die Quartärlagerungen des Isonzothales, ohne irgend wesentliches zu bringen.

Später hat sich nur noch A. Tellini eingehend mit dem Isonzogletscher beschäftigt, doch nur mit dem ins Natisonegebiet eingedrungenen Gletscherast (Intorno alle tracce abbandonate da un ramo dell' antico ghiacciaio del F. Isonzo nell' alta valle del F. Natisone e sull' antica connessione tra il corso superiore dei due fiumi. Annali R. Istituto Tecnico (2) XV, 1897. Udine. S. 45—83. Mit. geol. Karte 1 : 25000). Wertvolle Angaben über die Verbreitung des Quartärs mit Unterscheidung von Terrassenschotter und Moräne bringt die geologische Umgebungskarte der Bahnlinie zwischen Wocheiner Feistritz und St. Lucia-Tolmein in 1 : 75000, die F. Kossmat seiner „Geologie des Wocheinertunnels und der südlichen Anschlusslinie“ (Denkschriften der math.-nat. Kl. der k. Akademie der Wiss., LXXXII. Wien 1907. 4^o) beigibt; im Text wird, von zwei Profilen abgesehen, das Quartär nur ganz kurz berührt. Doch hatte mein Kollege Herr Privatdozent Dr. Kossmat, der gegenwärtig das mittlere Isonzogegebiet im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt neu aufnimmt, die Freundlichkeit, mir von seinem wertvollen unpublizierten Beobachtungsmaterial vieles mündlich mitzuteilen. Ich selbst besuchte das Isonzogegebiet 1887 und 1905, ganz kurz auch 1907 und veröffentlichte einige Ergebnisse 1891 (Die postglacialen Gletscher der Julischen Alpen. Das Problem des Isonzo- und Natisoneaufes. X. Jahresber. der Berner geographischen Gesellschaft).

Der Predilpass von lokalem Eis überschritten.

Bei Tarvis im Quellgebiet des Fella- und des Savegletschers haben wir S. 1007 die erratische Grenze in 1630 m feststellen können. Das ist rund 500 m höher als die Passhöhe des Predil. Es läge nahe, ein Überfließen des Eises von Norden her über den Predil ins Isonzogegebiet anzunehmen. In der Tat vertreten Taramelli (1882 S. 224), Prohaska¹⁾ und Gumprecht²⁾ ein solches, der erstere allerdings nur für eine weit vor der Zeit der Amphitheater zurückliegende Phase der Quartärperiode, für die er eine Ernährung auch des Isonzogletschers durch Eis des Draugletschers annimmt. Ich kann dem nicht beipflichten. Die Umgebung des Predil zeigt zwar, wie Taramelli

1) Mitteilungen des Deutschen und Österr. Alpenvereins 1885. S. 273.

2) Petermanns Mitteilungen 1891 S. 91.



P

Trogförmiger Talzug, überragt vom Kanin (2592 m) mit seinen Kargletschern. Blick von der Manhart-Hütte über den Predilpass (1162 m) ins oberste Raibler Tal und über den Nevea-Pass (1195 m) ins Raccolana-Tal.

Nach einer photographischen Aufnahme von Würthle & Sohn in Salzburg.

und Sölch¹⁾ richtig hervorheben, deutliche Rundformen bis 1600—1700 m (vgl. das beistehende Vollbild). Auch ist die Passhöhe selbst, auf der heute postglacialer Gehängeschutt, sowie eine stark verfestigte postglaciale Breccie liegt, übertieft. Doch war es nicht ein von Tarvis das Gailitzthal aufwärts eingedrungenener Eisstrom, der den Pass überschritt; denn vergeblich sucht man in den Moränen des Koritnicathales nach Geschieben von Raibler Felsitporphyr aus dem Gailitzthal. Porphyrgeschiebe treten in den Moränen erst unterhalb Flitsch auf; sie gelangten aus dem obersten Isonzothal hierher, wo nach Diener²⁾ südlich vom Moistrakapass Porphyr in geringer Ausdehnung ansteht.

Wohl aber weisen die Thalformen auf ein Überfließen des Eises des heute dem Isonzogegebiet zugehörenden Manhart-Thales über den Predil nach Westen. Die Niveauverhältnisse der Eisoberfläche, wie sie die Karte S. 1073 gibt, lassen folgern, dass die Eisbewegung auch im obersten gewaltig übertieften Raibler Thal thalaufwärts nach Westen zu und über den Nevea-Pass ins Raccolanathal und damit zum Tagliamentogletscher erfolgte. Die Höhenverhältnisse der Thalsohle — Predil 1162 m, Raibler See 990 m, Nevea-Pass 1195 m — boten bei der Mächtigkeit des Eises von 500 bis 700 m keine wesentlichen Hindernisse. Unser beistehendes Vollbild gibt einen Überblick über diesen heute nach drei Hauptflüssen hin, in der Eiszeit aber einheitlich entwässerten Thalzug.

Höhe der Eisoberfläche im Isonzothal.³⁾

Nördlich vom Predil, etwa bei Raibl, muss das Eis, da eine Eisbewegung nach Süden nicht stattfand, höher gestanden haben als bei Tarvis, also höher als 1700 m, nicht wesentlich tiefer auch am Predil selbst. Thalabwärts sank im Isonzothal seine Oberfläche rasch, doch so dass der Rücken des Polounik südlich von Flitsch wie ein Wehr wirkte. Bei Karfreit, wo sich der Natisone-Arm vom Hauptkörper des Gletschers ablöste, treffen wir sie in 1000 m. Bis zu dieser Höhe gehen nach Mitteilungen von Herrn Dr. Kossmat 5 km nordöstlich von Karfreit Moränen des Hauptgletschers am Westgehänge des Krn bei der Wiesenkuppe Na Krogu empor. Die tiefer liegenden Terrassenflächen von Ravne sind ganz mit Moränen bedeckt. Das Eisgefälle vom Predil bis hierher ergibt sich zu 25 ‰. 6 km weiter thalabwärts beobachtete ich nördlich von Kamno am Gehänge der Pleča (1304 m) Ufermoränen des Isonzogletschers bei 830 m. Sie sind nicht zu verwechseln mit den Bühl-Moränen eines lokalen vom Krn herabsteigenden Gletschers weiter oben in 900 und 1000 m am Ausgang des mächtigen Kars des Krn.

In gleicher Höhe finden sich Moränen in Wallform am gegenüberliegenden westlichen Gehänge des Isonzothales in der Umgebung von Livek. Am Matajurweg beobachtete Herr Dr. Kossmat, wie er mir mitteilt, in 880 m Höhe westlich von Livek einen NS gerichteten Gletscherschliff und Moränenwälle bei Avsa in 890 m. Zwei weitere Moränenwälle sind östlich von Livek in 877 und 789 m Höhe morphologisch zu erkennen. Die Moränen zeigen, dass eine Gletscherzunge bei Livek die Wasserscheide (695 m) gegen die dem Natisone tributäre Riecca überschritt, freilich ohne sich weit ins Rieccathal zu erstrecken.

War das Gefälle von Karfreit bis Livek etwa 18 ‰, so steigerte es sich mit der Annäherung zur Gletscherzunge. Bei Foni, südlich von Volarje, fand Herr Dr. Kossmat Moräne noch in 620 m Höhe und im Thälchen der Kamenca nordwestlich von Wolt-

1) Studien über Gebirgspässe. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde XVII S. 237. Stuttgart, 1908.

2) Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt XXXIV. Wien 1884. Karte.

3) Vgl. hierzu die Karte S. 1073.

schach in 500—510 m. Das ergibt von Livek bis Woltschach ein Gefälle von 50 bis 55 ‰ und von hier zur Endmoräne bei Selo (277 m) am Isonzo ein solches von 60 ‰. Das sind überaus steile Böschungen; sie erklären sich abgesehen von der südlichen Lage durch die Schmalheit des Thales: Die Breite des Gletschers betrug von Karfreit abwärts meist nur 2—3 km.

Endmoränen am Tolmerner Arm des Isonzogletschers.

Das Ende des Isonzogletschers war nicht geschlossen; wir haben vielmehr zwei grosse Hauptzungen zu unterscheiden, die sich bei Karfreit von einander trennten und die wir als den Tolmeiner Arm und als den Natisone-Arm des Isonzogletschers bezeichnen; sie schlugen nahezu entgegengesetzte Richtungen ein.¹⁾ Jeder dieser Arme spaltet sich wieder in mehrere sekundäre Zungen. So ergab sich ein überaus verwickelter Gletschersaum, den unsere Karte S. 1073 darstellt.

Der östliche, schon von Taramelli richtig erkannte Tolmeiner Arm des Isonzogletschers war sichtlich der Hauptarm, nicht nur weil er der Thalrichtung folgte, sondern auch nach seiner Länge. Er wurde südlich von Tolmein durch die Höhe der B²etenica (509 m) und des S²enski Vrh (588 m) in die Zunge von Woltschach und die von St. Lucia zerlegt. Erstere drang im Westen dieses Hügels über Woltschach ins Usnikthal und durch dieses bis zum Isonzo bei Selo. Die Zunge von St. Lucia umging jene Höhen im Osten und endigte einen halben Kilometer südwestlich von St. Lucia beim Weiler Kozmarice in 220 m Höhe. Sie sandte kleine Ausstülpungen nach Osten einerseits in das Thal von Lubinj und bis auf dessen Wasserscheide gegen Osten in rund 400 m Höhe, andererseits in das Thal des Idriaflusses bis in die Nähe von Stopič. Alle diese Zungen bauten Endmoränen auf, die sich durch ihre Frische und durch das Fehlen einer mächtigen Verwitterungsschicht als Jung-Endmoränen erweisen. Sie geben uns die Ausdehnung der Würm-Vergletscherung an.

Bei Woltschach beobachtete ich dicht aneinander geschart drei Endmoränenwälle, die von der Strasse nach Selo erklommen werden; sie schlingen sich gegen NW am Gehänge schräg empor. Nach Mitteilung von Herrn Dr. Kossmat ist das bei Woltschach von Westen mündende kleine Thal von Kamenca z. T. von Moränen erfüllt, die hier in 500—510 m Höhe eine deutliche Terrasse bilden. Ein tieferer Wall findet sich nach demselben Beobachter in 377 m und ein dritter in 250 m Höhe: diese beiden Wälle hängen mit den Woltschacher Moränen direkt zusammen. Im Usnikthal tritt mehrfach Moräne auf. Dicht östlich von Selo, schon im Isonzothal, zeigen sich wieder zwei Wälle, die ungefähr von Norden nach Süden ziehen. Dass sie von einem über Woltschach von Norden eingedrungenen Gletscherarm, nicht aber von einer aus Nordosten von St. Lucia kommenden Gletscherzunge abgelagert wurden, zeigte 1887 ein von Nord nach Süd gerichteter Gletscherschliff auf der ersten Kalksteinkuppe nördlich von Selo.

Die Endmoränen bei St. Lucia haben infolge lateraler Erosion des Isonzo wie des Idriabaches ihre Wallform zum grossen Teil verloren, vielleicht auch nie gehabt; sie treten z. T. nur als Terrassen auf, die aus Schotter mit gekritzten Geschieben bestehen. Thalabwärts von St. Lucia breitet sich am rechten Isonzoufer eine hoch über dem Fluss gelegene Terrasse aus. Über diese Schotterfläche erhebt sich bei Kozmarice ein nur 1—2 m hoher Wall, der aus Moräne besteht. Zwischen Kozmarice und Selo fehlt Moräne sowohl auf der Terrasse als auch am Gehänge. Die Gletscherzunge von St. Lucia vereinigte sich also auch zur Zeit des grössten Gletscherstandes der Würm-Eiszeit nicht mit der Woltschacher Zunge.

Die Endmoränen der Eisausstülpung in das Thal von Lubinj sind durch Erosion stark zerstückt. Die höchste derselben bildet die Wasserscheide gegen Osten. Gumprecht gibt auf

¹⁾ Eine dritte Zunge (vgl. Karte S. 1073) lag wahrscheinlich im Uceathal; ob sie ihre Schmelzwasser über den Pass de Musi ins Thal des T. Torre entsandte, ist fraglich, da die Niederterrasse von Tarcento nur lokales Material enthält.

seiner Karte noch weiter östlich bei den Häusern von Hum zwischen Lubinj und Podmelec Moräne an. Das Vorkommen liegt jedenfalls ausserhalb der Grenzen der Jung-Endmoränen. Bei Avce, 6 km südlich von Selo, wo Gumprecht einen Gletscherschliff angibt, habe ich nur Rutschflächen wahrnehmen können.

Niederterrassenschotter am Tolmeiner Arm des Isonzogletschers.

Im Bereiche der Endmoränen des Tolmeiner Arms des Isonzogletschers tritt Niederterrassenschotter in typischer Entwicklung frei von tiefen Verwitterungserscheinungen auf. Eine Niederterrasse beginnt an der Endmoräne bei Kozmarice und zieht thalabwärts ohne Gefällsstörung vorbei an der Endmoräne von Selo. Das spricht dafür, dass das Gletscherende bei Selo das Isonzothal nicht gänzlich abschloss, sondern dem Fluss einen Durchgang gestattete. Bei Kozmarice wie bei Selo führt der Schotter gekritzte Geschiebe; an beiden Orten ist auch das Abfliessen der oberen Schichten des Schotters von den Jung-Endmoränen zu erkennen. Die unteren Schichten dagegen, wie die oberen deutlich horizontal geschichtet, ziehen sich unter die Endmoränen, wie im Thälchen des Usnikbaches bei Selo zu sehen ist. Von Selo lässt sich die Niederterrasse abwärts im Isonzothal bis zu dessen Austritt in die Ebene verfolgen; sie ist durch laterale Erosion beim postglacialen Einschneiden des Isonzo stark zerstückelt und z. T. durch Erosionsterrassen verschleiert. Sie senkt sich regelmässig, und zwar stärker als heute der Fluss, von Selo (220 m) bis Avce mit 7 ‰ Gefälle, von Avce bis Deskla mit 5 ‰, dann bis Lucinico bei Görz mit 3.4 ‰. Hierauf steigert sich das Gefälle bis Gradisca auf 4.6 ‰, um dann wieder regelmässig abzunehmen. Diese Steigerung unterhalb Görz ist bemerkenswert: wir sind hier im Bereich des Schuttkegels, den der glaciale Isonzo in die Ebene hinauswarf. Hier verästelten sich die Wassermassen, die oberhalb Görz im engen Thal zusammengehalten worden waren.

Ein Strang von Niederterrassenschotter entspringt auch an der Endmoräne der kleinen Gletscherzunge bei Lubinj. Reste mit grossen Blöcken stehen dicht an der Moräne an, hier eine kleine Ebene bildend, dann in 300 m Höhe in dem Thälchen, das zwischen Lubinj und Hum zur Bača zieht, hier stark mit lokalem Schutt vermischt und verfestigt. Der Schotter geht im Niveau der Niederterrassen des Bačathales (274 m) aus, welche letztere sich gegen das Idriathal senken. Im Idriathal zwischen Bača pri Modreji und St. Lucia im Bereich der Terrasse von Stopič zeigt die Niederterrasse Deltaschichtung; sie ist hier z. T. aus verschwemmtem Moränenmaterial aufgebaut, das von der am Ausgang des Idriathales liegenden Gletscherzunge stammt. Das Idriathal war also durch Gletscher gestaut, hatte aber wohl in seinem obern Teil eigene Gletscher.

Der Niederterrassenschotter zeichnet sich auch im Gebiet des Isonzogletschers durch die geringe Mächtigkeit des über ihm liegenden Verwitterungslehms aus. Er teilt diese Eigenschaft mit den Jungmoränen des Isonzogletschers. Es fehlt die mächtige Schicht gelben oder roten Verwitterungslehms, welche die Höhen, die sich über das Niveau der Moränen und der Niederterrasse erheben, bedeckt, z. B. das Thalgehänge zwischen Kozmarice und Selo, das Karstplateau bei Verh unweit Canale. Nach ihrer Verbreitung erscheinen Lehm und Terra rossa hier als Bildungen einer ältern Zeit.

Spuren eines älteren Schotters bei St. Lucia.

Bei Gelegenheit des Baues der Bahnhofanlage von St. Lucia-Tolmein und der neuen Strasse nach St. Lucia sind 1906 und 1907 grosse Aufschlüsse im Quartär ent-

standen, die Kossmat eingehend untersucht hat.¹⁾ Der Idriafluss (Idrica) ist nach ihm in der Nachbarschaft des Bahnhofs epigenetisch in Fels eingeschnitten, während sich die Bahnhofanlage über einer mit Idriaschotter ausgefüllten alten Idriaschlucht befindet. Die hohe Terrasse von Stopič am rechten Ufer der Idria wird von dem schon erwähnten, z. T. schräg geschichteten Schotter aus umgeschwemmtem Moränenmaterial des Isonzogletschers aufgebaut. Im Liegenden dieses Schotters erscheint an der neuen Strasse Moräne und unter dieser eine Nagelfluh, die diskordant von der Moräne abgeschnitten wird. Dabei enthält die Moräne grosse gekritzte Blöcke der Nagelfluh. Ich möchte Herrn Dr. Kossmat nach einem kurzen gemeinsamen Besuch beistimmen, dass es sich hier um einen älteren Glacialschotter handelt, und zwar wohl um Hochterrassenschotter.

Der Natisone-Arm des Isonzogletschers.

Der grosse Arm des Isonzogletschers, der sich bei Karfreit nach Westen wandte und die nur 20 m über Karfreit sich erhebende Wasserscheide von Staroselo zum Natisone überschritt, drang weit in das obere Natisonegebiet vor. A. Tellini schildert 1897 seine Ausbreitung.²⁾ Seine Resultate decken sich zum Wesentlichen mit meinen 1887 gewonnenen und z. Th. 1891 veröffentlichten Beobachtungen. Das Eis drang bis ins Quellgebiet des Natisone vor, so dass die ganze Gletscherzunge von Karfreit an 13—14 km mass. Vor allem an den Gehängen des Stol im Norden hat sie mächtige Ufermoränen hinterlassen. Auf der höchsten Ufermoräne am Stol, z. B. nördlich von Stanovišće in 729 m stehend, überschaut man die Wälle, die den Gehängen entlang ziehen und an vielen Stellen eine vollständige Moränenlandschaft bilden, so nördlich von Breginj. Ufermoränen sind in entsprechender Höhe auch am M. Mia am Südgehänge des Natisonethales sichtbar. An manchen Stellen erscheinen mehrere Wälle treppenförmig am Gehänge über einander. Alle Moränen senken sich nach Westen zu. Im Westen baut Moräne und zwar Jungmoräne noch westlich von Sedlo die Höhe Zajaverem (683 m) auf. Tellini gibt die äusserste Grenze der Moränen noch etwa 1 km weiter westlich an. Die Höhe 683 m liegt genau in der Axe des Längstales von Karfreit-Staroselo. Von Karfreit, wo wir die Eisoberfläche nach den S. 1029 mitgeteilten Beobachtungen etwa in 1000 m finden, ergibt sich ein Gefälle von 24 ‰. Von dieser Mittelaxe des Gletscherarms stülpte sich eine kurze breite Zunge nach Norden gegen Breginj aus, die bei St. Maria della Neve zwei concentrische Endmoränen aufwarf (Gefälle 30 ‰), und eine zweite längere gegen SW, die fast bis Prossenico vordrang. Sie endigte am Rio Legrada in rund 540 m Höhe (Gefälle 40 ‰).

Oberhalb der höchsten Ufermoräne, mag sie als Wall oder als Terrasse entwickelt sein, dehnen sich am Südgehänge des Stol weite Schutthalden; sie sind übergrast und stützen sich auf die Ufermoräne. Diese Schutthalden sind ein zeitliches Äquivalent der Moränen. Sie bildeten sich, als durch den Gletscher und seine Moränen dem Gehängeschutt der Weg herab ins Thal verlegt war. Damit hängt zusammen, dass die mehr oder minder conglomerierten Moränen selbst zu einem wesentlichen Teil aus Schutt des Stol bestehen, der in einzelnen Lagen gekritzte Geschiebe führt. Steigt man von der oberen Grenze der Moränen herab gegen die Thalsohle, so nimmt die Zahl der gerundeten und gekritzten Geschiebe zu, der lokale Schutt ab und die

1) Geologie des Wocheiner Tunnels. A. a. O. S. 73, Profil 5 und 6, und mündliche Mitteilungen.

2) Man vergleiche dort S. 65 auch die Geschichte seiner Erforschung.

Ablagerung geht in eine reine Grundmoräne über. Die Ufermoränen sind z. T. von den Wildbächen, die von unten her einschnitten, zerstückelt. Dort, wo sie ganz durchschnitten und die auf dieselben sich stützenden Schutthalden erreicht und ihres Halts beraubt wurden, da geriet der Schutt der letzteren z. T. ins Gleiten und die Felsoberfläche wurde wieder blosgelegt, so oberhalb Borjana.

Nördlich von Potoko und ebenso nördlich von Borjana sind, wohl infolge Untergrabung durch den Gletscher, im Körper des Stol in der Höhe der Moränengrenze, doch 200 m über dieselbe emporgreifend, aus dem Körper des Berges grosse Gesteinsmassen ausgebrochen; die Abrissnischen sind gut kenntlich.

Dass eine schmale Gletscherzunge bei Robiè in die Schlucht eindrang, in der der Natisone sich zwischen M. Mia und M. Matajur einen Weg nach Süden gebahnt hat, kann uns nach den Höhenverhältnissen des Eises, das am Eingang in die Schlucht an 500 m mächtig war, nicht zweifelhaft sein. Über Pulfero (180 m) dürfte sie jedenfalls nicht hinausgegangen sein; denn hier sind bereits die Niederterrassenschotter voll entwickelt, die schon $1\frac{1}{2}$ km oberhalb bei Loch in einigen dürftigen Resten anstehen. Die Länge der in die Natisoneschlucht etwa bis Pulfero eingedrungenen und hier in 244 m Höhe endigenden Gletscherzunge betrug 10—11 km; sie besass ein mittleres Gefälle von rund 50‰ .¹⁾

Mit Unrecht betrachtet Tellini (S. 82) die conglomerierten Schotter des unteren Natisoneithales als Villafranchiano und bringt sie mit einem pliocänen Natisonelauf durch die Predolschlucht in Beziehung. Ihre Zusammensetzung, die völlig der der Moränen des Natisonegletscherarms entspricht, ihre Frische und ihre Form kennzeichnen sie als Niederterrassenschotter. In der Tat gehen sie bei Cividale in die ausgedehnten Niederterrassenflächen der venezianischen Ebene aus. Das Gefälle beträgt von Pulfero, wo der Schotter in 244 m Höhe ansteht, bis S. Pietro (177 m) 13‰ , von hier bis Cividale (140 m) 6‰ .

Entwässerung des Natisone-Arms durch die Predolschlucht.

Die Gletscherzunge im oberen Natisonethal drang volle 7 km, wenn wir ihren äussersten Punkt bei Prossenico nehmen, gar 9 km im geschlossenen Natisonegebiet aufwärts. Unter dem bis 500 m mächtigen Eis konnten ihre Schmelzwasser kaum einen hinreichenden Ausweg ins Natisonethal abwärts finden. Doch bot sich dem im oberen Natisonegebiet gestauten Schmelzwasser ein Abflussweg südwestlich vom Monte Mia über eine niedrige Wasserscheide durch die heutige Predolschlucht dar. Sie beginnt in 494 m, 190 m über dem Niveau des obersten Natisone bei Logje, gerade dort, wo der Rand des Gletschers lag, und senkt sich nach Südosten, um bei Stupizza in 440 m Höhe, 240 m über dem Spiegel des Natisone, der zwischen Logje und Stupizza in weitem Bogen den M. Mia umfließt, am Thalgehänge auszugehen. Dass hier der Abfluss erfolgte, darauf weisen horizontale conglomerierte Schotter, die nach Mittheilung von Herrn Dr. Kossmat 20—30 m mächtig die Terrasse bei Logje in 510 m Höhe, also 14 m über der Sohle der Schlucht, zusammensetzen. In gleicher Höhe liegt die Terrasse von Prossenico. Die Predolschlucht ist ganz jung, mit steilen, allerdings wenig hohen Wänden, in eine flache Wasserscheide eingeschnitten. Heute ist sie in Verschüttung begriffen. Von ihrem Anfang (494 m) bis zum Punkt 440 m senkt sich der Boden der Schlucht mit 25‰ . Hier hat die Schlucht ein Ende und in einem Gerinne, das in keiner Weise mit der grossen Schlucht weiter oben zu vergleichen ist, stürzt der

1) Für eine solche Ausdehnung der Gletscherzunge sprechen, wie wir gleich sehen werden, auch die morphologischen Verhältnisse der Predolschlucht.

kleine Bach, der die Schlucht heute entwässert, mit 250 ‰ Gefälle zum Natisone herab. Dass die glacialen Wasser die Schlucht im Bereich dieser steilen Stufe nicht tiefer eingeschnitten haben, weist auf ein Hindernis hin. Es kann das nur die im Natisonethal bei Stupizza liegende Gletscherzunge gewesen sein, auf deren Oberfläche sich die Wasser der Predolschlucht in 440 m Höhe ergossen. So wird uns die Höhenlage der Predolschlucht ein indirekter Beweis für die Höhe des Eises in der Natisoneschlucht.

Gumprecht und O. Marinelli (*La chiusa di Pradolino*. In *Alto V*, Udine 1894, S. 73) fassen die Predolschlucht als alten Lauf des Natisone auf. Tellini stimmt dem bei und nimmt auch eine gelegentliche Benutzung der Schlucht durch das Schmelzwasser des Eises an. In der Praeglacialzeit soll eine Wasserscheide zwischen dem obersten Natisone und der Bela gelegen haben, die später durch Einschneiden des Belasystems in die weichen mergligen Sandsteine gefallen sein soll. Damals erst soll der Natisone von Logje ab seinen Lauf nach Robič genommen und die Predolschlucht verlassen haben. Durch Tatsachen lassen sich diese Ausführungen nicht stützen. Tatsache ist dagegen die Benutzung der Predolschlucht durch das Schmelzwasser des Eises. Ihrer Grösse nach kann sie sehr wohl durch die Schmelzwasser allein entstanden sein.

Stauablagerungen im oberen Natisonegebiet. Laufenschwankung.

Wegen des erschwerten Abflusses der Schmelzwasser konnten die von den Eismassen herbeigeführten Moränen von den Gletscherbächen nur sehr unvollkommen fortgeschafft werden. Sie haben sich im oberen Natisonegebiet in ausserordentlicher Mächtigkeit aufgehäuft, und zwar bald als schotterige Moränen, bald als Grundmoränen, bald auch als Bänderton. Die grosse Verbreitung des letzteren besonders in den tieferen Teilen des oberen Natisonethales, z. B. zwischen Sedlo und St. Helena, dann zwischen Sedlo und Breginj, gestattet auf einen Eissee zu schliessen, der hier geraume Zeit während der Periode des Vorrückens des Gletschers existierte, als dieser den Eingang in die Natisoneschlucht verbarrikadierte, das obere Natisonegebiet aber noch nicht erfüllt hatte. Der Eissee besass zu verschiedenen Zeiten verschiedene Ausdehnung und verschiedene Seehöhe. Einer Periode stark verkleinerten Gletscherstandes entsprach er, als die Endmoräne aufgeworfen wurde, die von Potoko abwärts zum Natisone herabzieht. Einem grösseren Gletscherstand gehört der Stausee an, in dem die Ablagerungen an der Bela unterhalb Breginj entstanden; der stauende Gletscher warf damals in 520 m Höhe den Moränenwall gleich nordwestlich von Sedlo auf.

Der Aufbau der Ablagerungen zeigt bei aller Mannigfaltigkeit doch einige grosse Züge. Die Moränen der Höhen werden nach unten zu schlammiger, Bänderton stellt sich ein. In dessen Liegendem erscheint dann eine ausgedehnte fluviatile Conglomeratbildung von 20—30 m Mächtigkeit. Das Conglomerat krönt bei St. Helena eine Felsterrasse. Ich verfolgte dasselbe von hier über Podbela bis zum Prapenkbach, der in einem Wasserfall über eine Conglomeratwand herabstürzt. Nach Tellini (Karte) zieht die Ablagerung weiter bis Potoko und Kred. Dabei senkt sich ihre Oberfläche von 369 bei St. Helena auf rund 280 m bei Kred.

Im Liegenden dieses Conglomerates fand Tellini (S. 61) Bänderton mit gekritzten Geschieben; er schliesst daraus auf ein interglaciales Alter desselben. In der Tat müssen wir ihm beipflichten, dass die Anwesenheit des rein fluviatilen Conglomerats für eine Unterbrechung der Vereisung des oberen Natisonethals spricht; doch möchte ich diese Unterbrechung nicht mit einer unserer Interglacialzeiten, sondern eher mit der Laufenschwankung in Beziehung bringen, die eine kurz dauernde Spaltung der Würm-Vergletscherung zur Zeit ihres Maximums darstellt.

Isolierte Vorkommnisse von conglomerierten und lockeren Schottern treten noch mehrfach im Bereich des Natisone-Arms des Isonzogletschers auf. Die von Logje und Proseniceco erwähnten wir schon. Bei Robedišče liegt bis 660 m aufwärts reichend ein Conglomerat, nach Mitteilung von Herrn Dr. Kossmat von älterem Typus, am M. Lupia nach demselben in 770 m Höhe ein solches von jüngerem Typus. Auch Tellini gibt eine Reihe kleiner Vorkommnisse auf seiner Karte an. Eine eingehende Untersuchung wird festzustellen haben, ob wir es beim Conglomerat von Robedišče vielleicht mit der Bildung einer älteren Eiszeit zu tun haben; Tellini bezeichnet es (S. 57) als Villafranchiano, oder als präglacial.

Schneeegrenze der Würm-Eiszeit.

Am Nordgehänge des M. Ciampon, der sich zwischen dem Gebiet des Tagliamentogletschers und dem des Isonzogletschers erhebt, bestimmten wir (S. 1015) die Höhe der Schneeegrenze während der Würm-Eiszeit zu 1300—1350 m. Auch im Bereich des Isonzogletschers hat sie nicht höher gelegen. Zwar fehlen Beobachtungen über kleine Gletscher der Würm-Eiszeit in unmittelbarer Nachbarschaft des Isonzogletschers. Allein dessen Grössenverhältnisse selbst geben uns bei Schätzung der Schneeegrenze Anhaltspunkte. Wie die Karte S. 1073 zeigt, würde, wenn die Schneeegrenze der Isohypse 1400 m entsprochen hätte, die grössere Hälfte der Gletscheroberfläche unter der Schneeegrenze gelegen haben, was ausgeschlossen ist. Die Schneeegrenze befand sich also sicher unter 1400 m, vielleicht sogar unter 1300 m, wie es die Gletscher am Ciampon anzeigen. Letzere Isohypse verlangt ein Verhältnis von Schmelzgebiet zu Nährgebiet wie 1:1.9.

Übertiefung und alte Thalbodenreste im Sotscha- und im Koritnicathal.

Das Isonzothal oberhalb Flitsch zeigt in schöner Klarheit die Übertiefung. Die Trogform ist deutlich ausgesprochen und Gesimse begleiten das Thal. Bei Cernela oberhalb der Kirche von Sotscha haben sie sich in Gestalt ausgedehnter Terrassen erhalten; meist aber sind sie nur schmal entwickelt und erscheinen als Kante zwischen dem sanft zur Thalmitte hin sich senkenden oberen und dem in Wänden abstürzenden unteren Teil des Thalgehänges. Die Vereinigung des Zadnicabaches mit dem Isonzo in der Trenta bei der Baumbachhütte erfolgt unter Stufenbildung beider Thäler; die Stufen liegen etwas oberhalb der Vereinigungsstelle. Stufen und Riegel durchsetzen noch mehrfach das Thal, so gleich oberhalb Sotscha, wo ein mit der Terrasse von Cernela zusammenhängender Riegel vom Fluss durchschnitten wird, dann dicht unterhalb Sotscha oberhalb der Vereinigung des Isonzo mit der Lepjena, endlich etwa halbwegs zwischen Sotscha und Flitsch oberhalb der Vereinigung mit dem Koritnicathal. Bei Sotscha, vor allem an der Terrasse von Cernela, sind die Gesimse nicht einheitlich; wir treffen hier eine breite Terrasse in 950 m Höhe, eine tiefere in 850 m und Ansätze zu Terrassen treten noch tiefer in 600—650 m Höhe auf. Die Gesimse und Terrassen erscheinen als Reste alter Thalniveaus. Ich schätze die Höhe des mittleren der Thalniveaus am Ausgang des Lepjenathales bei Sotscha zu rund 700—750 m; das obere dürfte etwa 200 m höher anzunehmen sein, das unterste 100 m tiefer.

Auch das Koritnicathal ist übertieft und von Riegeln und Stufen durchsetzt. Stufenförmig münden die Seitenthäler, so das Banšicathal. Bemerkenswertherweise zeigt oberhalb der Einmündung dieses grössten der Seitenthäler auch das Hauptthal eine Stufe mit Riegel, die von der Koritnica in der Flitscher Klause passiert wird. Eine weitere Stufe mit Riegel befindet sich oberhalb der Mündung des Mogenzathales.

Übertiefung und Gesimse im mittleren und unteren Isonzothal.

In Stufen münden auch unterhalb Flitsch die Seitenthäler in das trogförmige Isonzothal, so das Uceathal. Von der Übersteilheit der Gehänge, die hier nach der

Eiszeit bestand, zeugen die mächtigen Bergsturzmassen, die sich unterhalb Serpenica einstellen und fast bis Karfreit zu verfolgen sind. Sie liegen z. T. auf ausgedehnten Felsterrassen, an denen ein altes Thalniveau in etwas unter 500 und eines in 670 bis 700 m zu erkennen ist. Aus anstehendem Fels, wenn auch z. T. mit mächtigen Moränen- und Schuttmassen bedeckt, besteht auch die weite stark zerschnittene Terrasse von Magost und Drešenca gerade gegenüber. Sie lässt uns ein altes Thalniveau in 450—500 m Höhe, rund 200 m über dem heutigen Flusspiegel erkennen, desgleichen ein höheres mit einer Kante in 700 m Höhe.

Ausgedehnte Terrassen treten am Nordostgehänge des Isonzothales in der Umgebung von Kamno auf. Durch die heute verschüttete Schlucht des Wildbaches, der von der Höhe Na Glavi herabzieht und durch seinen mächtigen Schuttkegel den Isonzo ganz ans rechte Thalgehänge drängt, ist die Terrasse zerschnitten. Auch hier macht sich eine Gliederung auf zwei Niveaus geltend. Die Kante der oberen Terrasse, auf der Versno steht, befindet sich in rund 600 m, die der tieferen mit dem Ort Libušina in 400 m und weiter thalabwärts in 380 m Höhe. In Stufen münden im unteren Niveau das Thal der Rocica und des Mrzli-Baches. Gesimse zeigen sich, hier durch Ufermoränen etwas verschleiert, in entsprechenden Höhen auch am Südwestgehänge des Thales gegen Livek.

Am rechten Thalgehänge lässt sich das obere Niveau in Gesimsen am Nordabfall des Hevnik in rund 550 m bis fast nach Woltschach verfolgen. Hier im Bereich des Beckens von Tolmein gehören ihm die Höhen der Bočnica (509 m) und des Selski vrh (588 m) zwischen dem Trockenthal von Woltschach-Selo und dem Isonzo an, dann östlich des Isonzo Gesimse bei Zatmin und bei Modreja. Das untere Niveau ist durch die Stufenmündungen des Godicabaches bei Polubinj und des von Lubinj herabziehenden Godela-Baches angedeutet. Ihm gehört der Felskern der ausgedehnten Terrasse von St. Marco bei Tolmein in 280—300 m Höhe an.

Beide Niveaus lassen sich auch in das Isonzothal unterhalb Selo verfolgen. Dem oberen gehören die zahlreichen kleinen Riedel an, die im Norden zwischen Selo und Deskla ihre Oberfläche in 400—500, weiter im Süden zwischen 300 und 400 m besitzen. Dieses Gesimse geht bei Görz ins Niveau des Hügellandes in 150—250 m aus. Das tiefere Niveau ist in der Isonzoschlucht nicht so klar entwickelt; ihm dürften noch Gesimse südlich von Avece in 220 m Höhe angehören.

Nach Analogie möchte ich das untere Thalniveau, in dessen Höhe die Stufenthäler ins Hauptthal münden, als präglacial betrachten; das ältere höhere ist möglicherweise mit unserem pliocänen Thalniveau im Etsch-, Piave- und Tagliamentogebiet in eine Reihe zu stellen. Bemerkenswerterweise zeigen beide Niveaus, anders als in der Umgebung des Tagliamento, wenigstens bis Deskla keine Steigerung ihres Gefälles mit der Annäherung an die venezianische Ebene.

Miocäne Denudationsflächen.

Unser älterer Thalboden ist mehrere hundert Meter tief in eine noch weit ältere Landoberfläche eingesenkt, die uns in dem 700—1000 m hohen Plateau von Banjšice östlich des Isonzo zwischen St. Lucia und Görz und in der Oberfläche des Tarnovaner Waldes erhalten ist. Es handelt sich hier um Denudationsflächen¹⁾ sichtlich gleichen

1) Vergl. z. B. das Profil durch das nördlich des Idriaflusses gelegene Plateau von Logarišce bei Kossmat, Geologie des Wocheiner Tunnels a. a. O. S. 91.

Alters wie die Denudationsflächen des Karstes. Wie diese dürften sie in der Miocänzeit entstanden sein.¹⁾ Im Alter zwischen beiden steht das Trockenthal von Čepovandas den Tarnovaner Wald vom Plateau von Banjšice trennt. Es ist nach seiner Grösse das Werk eines grossen postmiocänen Flusses, vielleicht eines postmiocänen Isonzo oder Idriabaches. Heute ist es ausser Tätigkeit gesetzt und die Thalsohle liegt in seiner Mitte bei Čepo van 100 m höher als der Thaleingang von Norden am Gehänge des Idriathales und 200 m höher als der Thalausgang im Südwesten.

Das Zungenbecken des Isonzogletschers.

In scharfem Gegensatze zum schmalen Thal des Isonzo unterhalb St. Lucia und dem des Natisone unterhalb Robič steht das beckenförmig ausgestaltete Thal oberhalb. 1—2 km breit ist die mit jungen Anschwemmungen bedeckte Sohle, über die sich steil mit allen Zeichen der Übertiefung die Thalgehänge erheben. Bemerkenswert ist, dass der Gegensatz sich gerade im Bereich des alten Gletscherendes einstellt: das oberhalb St. Lucia und oberhalb Robič liegende breite Thalstück stellt das übertiefte Zungenbecken des Isonzogletschers dar. Seine heutige durch Akkumulationen hoch aufgeschüttete Sohle liegt bei Karfreit 200 m und bei Tolmein immer noch 140 m unter dem präglacialen Thalboden. Wie der Isonzogletscher sich bei Karfreit teilte, um einen Arm nach Westen, einen nach Südosten zu erstrecken, so dehnt sich auch das Zungenbecken von Karfreit einerseits nach Südosten und andererseits nach Westen.

Nirgends liegt heute an der Sohle des Beckens Fels zutage; überall ist sie mit lockeren Ablagerungen verschüttet. Moränen treten dabei ganz zurück. Solche finden sich westlich von Karfreit bei Sužid und im Weiler Robič, wie Herr Dr. Kosmat bei einem Hausbau feststellen konnte. Eine grosse Rolle spielen Conglomerate, die ausgedehnte Terrassen in verschiedenen Höhen über dem Fluss bilden. Gumprecht bezeichnet sie als diluviale Nagelfluh oder jüngeren Ceppo und hält sie alle, wohl ihrer Verfestigung wegen, für älter als die Moränen. Ich möchte ihm hierin nicht folgen; vielmehr haben wir Conglomerate verschiedenen Alters vor uns. Die hochgelegenen werden z. T. von Moränen überlagert; auf den tiefgelegenen aber fehlen Moränen, sie liegen vielmehr selbst auf Moräne auf und lassen auch durch ihre flache ebene Oberfläche ihr postglaciales Alter erkennen.

Conglomerate unter Moräne.

Die ausgedehnte Conglomeratablagerung unter Moräne im Natisonethal zwischen St. Helena und Kred haben wir S. 1034 erwähnt. Ein kleiner Rest klebt noch am Felsen bei Robič. Ein ähnliches horizontal geschichtetes Conglomerat ruht südlich von Karfreit bei Svina auf Kalkfels auf, bis 310 m Höhe emporreichend. Südwestlich von Idersko, etwa 3 km südöstlich von Karfreit, findet sich 30 m über der postglacialen Terrasse, auf der dieser Ort steht, eine ganz entsprechende Ablagerung bis 255 m emporgehend, desgleichen im kleinen Thälchen des Merzli Potok, das bei Selišće östlich von Kamno mündet. Hier und ebenso bei Dolje, 3 km nordwestlich von Tolmein, wo das Conglomerat bis 300 m emporgeht, tritt im Hangenden Moräne auf. Ob alle fünf Vorkommnisse eine einheitliche Ablagerung bilden, möchte ich dahingestellt sein lassen; seiner Höhenlage nach scheint sich das Conglomerat von Dolje nicht recht an die anderen anzuschliessen. Alle 5 sprechen jedenfalls, da sie keineswegs als lokale Bildungen, sondern nur als Reste weit ausgedehnter fluviatiler Absätze betrachtet

1) N. Krebs, Die Halbinsel Istrien. Geograph. Abhandl. Bd. IX, Heft 2. Leipzig 1907.

werden können, für eine weitgehende Thalaufschüttung, die der Ablagerung der Würm-Moränen voranging.

Der postglaciale See von Tolmein.

Die postglacialen meist conglomerierten Schotter des Zungenbeckens des Isonzogletschers sind dadurch ausgezeichnet, dass sie zu einem grossen Teil Deltaschichtung aufweisen; auf diesen schräg fallenden Schichten ruhen die horizontalen auf, die die unmittelbare Oberfläche der Terrassen bilden. Deltaschichtung in den liegenden Partien beobachtete ich von Idersko im Norden bis zur Mündung der Tominska (südlich von Tolmein) im Süden. Sie zeigt, dass im Zungenbecken unterhalb Karfreit einst ein 16 km langer 1—2 km breiter See bestand, der in 200 m Höhe spiegelte. Er war mindestens 50 m tief; denn bei Tolmein ist die Deltaschichtung bis zum heutigen Flusspiegel, der in 150 m Höhe liegt, zu beobachten.

Die postglaciale Ausfüllung des Sees, welcher die Terrassen bei Karfreit, Idersko, Ladri, Kamno, Selišče, Dolje, Woltschach und Tolmein angehören, ist z. B. an der grossen Strasse 1 km unterhalb Idersko erschlossen; die tieferen Schichten des Conglomerats haben Deltastruktur, die oberen sind horizontal. Das gleiche ist an der postglacialen Terrasse bei Dolje zu beobachten. Im Graben zwischen Tolmein und Zatomin steht, Tolmein zunächst, ein mächtiges Conglomerat, in seinen unteren Teilen mit Deltastruktur, an. Dasselbe lehnt sich an Moräne an, welche 15 m unter seiner Oberfläche erschlossen ist und mehrfach durch das Conglomerat durchstösst; die Moräne liegt nicht über dem Conglomerat, wie Gumprecht behauptet; die Moräne hat nur wenig gekritzte Geschiebe und ist schlammig. Das Conglomerat dürfte als Tominska-Delta anzusprechen sein.

Der alte See von Tolmein ist durch die Endmoräne von St. Lucia gestaut gewesen. Wie die Niederterrasse zeigt, entfloss der glaciale Isonzo dem Gletscher in etwa 210 bis 220 m Höhe. Dass der See schon am Ende der Eiszeit bestand, lehren die Ablagerungen zwischen Polubinj und dem Isonzo unterhalb Tolmein. Es erscheint hier Moräne gemengt mit Wildbachschutt aus dem Tobel des Triglav Vrh, weiter im Norden wohl auch aus dem Thal der Tominska. Die unteren Schichten zeigen bei Polubinj Deltaschichtung. Nach Mitteilung von Herrn Dr. Kossmat wird die Terrasse südwestlich von Polubinj dicht an der Tominska von einem Haufwerk von Dachsteinkalk- und Dolomitblöcken aufgebaut, die sich auf das Delta der Tominska auflegen, einem postglacialen, von der Kuppe 772 m, 2 km weiter nördlich, stammenden Bergsturz.

Es ist nicht möglich, die zahlreichen Terrassen am Isonzo zwischen Karfreit und St. Lucia in ein System zu bringen. Viele von ihnen sind sicher nur Erosionsterrassen im Schotter, andere aber Seeterrassen, die verschiedenen Ständen des Sees entsprechen und z. T. durch aufgelagerte Schuttkegel in ihren Niveauverhältnissen beeinflusst sind. Dass sie z. T. einem verschiedenen Stand des Sees angehören, zeigt sich bei Tolmein. Hier weist das Tominska-Delta auf einen Wasserstand in 200 m Höhe hin. Die tiefergelegene Terrasse von St. Ulrich ist dagegen bis zum Flusspiegel aus horizontalem Kies zusammengesetzt. Offenbar fiel bei der Vernichtung des Sees von Tolmein der Erosion des Abflusses, die im Moränenmaterial von St. Lucia unschwer erfolgen konnte, eine viel grössere Rolle zu als der Zuschüttung durch Deltas.

Beziehungen zwischen Isonzo und Natisone.

Seit dem von Kandler 1867 aus historischen Gründen die Hypothese aufgestellt und von Czörnig sie 1873 aufgegriffen hat, der Isonzo sei im Altertum von Karfreit über Staroselo zum Natisone und durch dessen Thal über Cividale zum Meer geflossen, sind die Beziehungen zwischen beiden Flüssen oft erörtert worden, so durch Tara-

melli (1870), Gumprecht (1886), Marchesetti (1890), Tellini¹⁾ (1897). Alle kamen zum Ergebnis, dass wohl der Natisone einmal dem Isonzo tributär gewesen sein könne, aber nicht umgekehrt. Ich selbst habe die Ergebnisse meiner 1887 ausgeführten Untersuchung 1891 veröffentlicht und kann mich daher hier ganz kurz auf die Hervorhebung einiger Hauptpunkte beschränken.

Dass der Isonzo je ins Natisonegebiet abgescwenkt hat, ist ausgeschlossen. Die Thalgesimse, die wir vom Quellgebiet des Isonzo bis nach Görz verfolgten, lehren, dass er seit Ende der Pliocänzeit seinen heutigen Lauf inne hat. Möglich ist dagegen, dass einst der Natisone sich bei Karfreit in den Isonzo ergoss. Seit Schluss der Würm-Eiszeit jedoch bestehen die heutigen Verhältnisse. Die Wasserscheide erhebt sich allerdings nur 5 m über dem Spiegel des Natisone, während sie 50 m über dem des Isonzo liegt. Sie wird heute von Bergsturzmaterial gebildet; es sind die Trümmer zweier Bergstürze, die vom M. Matajur fielen. Die Trümmernmassen des jüngeren liegen noch nackt zutage, während die des älteren übergrast sind. Die letzteren reichen noch am Nordgehänge des Thales empor, wo ich erst 25 m über der Wasserscheide auf Moräne traf. Dieser ältere Bergsturz ist von Gumprecht als Moräne angesprochen worden, doch mit Unrecht, wie ich 1891 ausgeführt habe. Dass schon am Ausgang der Eiszeit hier eine Wasserscheide bestand, macht die Moräne von Robič wahrscheinlich. Ob Fels oder Moräne unter dem Schutt die Wasserscheide aufbauen hilft, lässt sich allerdings nicht bestimmen. Ist letzteres der Fall, dann kann sehr wohl der Natisone vor der Würm-Eiszeit sich in den Isonzo ergossen haben. Es müsste dann in der Natisoneschlucht unterhalb Robič eine Wasserscheide bestanden haben, die durch Erosion des Gletschers und seiner Schmelzwasser vernichtet worden wäre. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, dass in der Gegend von Staroselo schon vor der Würm-Eiszeit eine Wasserscheide hoch über der heutigen bestand; aufgebaut aus weichem Eocän, wie es noch am südlichen Gehänge ansteht, wurde sie in der Eiszeit durch den überfließenden Gletscher niedergeschliffen, ähnlich wie wir es für die Wasserscheide zwischen dem Walensee und dem Rhein annehmen. So wurde das obere Natisonegebiet durch Einfächerung (siehe S. 809) dem Isonzogegebiet nahezu einverleibt.

Jedenfalls befindet sich der Natisone heute in einer labilen Lage: seine Schlucht wird gerade in der Gegend der Reichsgrenze von 8 gewaltigen Schuttkegeln verschüttet; daher herrscht am Natisone bei Robič Accumulation. Nur um 5 m braucht er sein Bett zu erhöhen, dann tritt die Möglichkeit einer Ablenkung zum Isonzo ein. **Postglaciale Bergstürze.**

Oberhalb Karfreit ist das Isonzothal bis kurz vor Serpenica eng. Die Trümmer gewaltiger Bergstürze liegen hier, bei Magost leicht geschichtet thalabwärts sich neigend und mit Moränenmaterial untermischt. Letzteres legt den Gedanken nahe, dass es sich z. T. um Bergsturzmassen handelt, die auf das Ende des Gletschers niedergingen. Eigentliche Moränen sind es nicht.

Die Terrasse, die sich von Serpenica thalabwärts bis zur Höhe Na Kuntri erstreckt, besteht zu unterst aus anstehendem Fels. Darauf lagert sich bei Serpenica selbst Bänderton und über diesen conglomerierter Schotter — derselbe, der die Terrasse von Flitsch zusammensetzt, weiter unten aber nur eckiger Schutt, ausschliesslich Kalkblöcke. Das Fehlen gekritzter Geschiebe und

1) Tellini a. a. O. gibt die ganze Literatur, sie trefflich referierend. Nur meine Untersuchung ist ihm entgangen (Brückner: Das Problem des Isonzo- und Natisonelaufs. X. Jahresber. der Berner Geogr. Ges. Bern 1891, S. 163).

die einförmige Zusammensetzung sprechen gegen die Annahme Taramellis und Gumprechts, dass es Moräne sei. Der Schutt bedeckt z. T. den Hügel Na Kuntri. Sein Verhältnis zum Bänder-ton ist ein zweifaches. Einerseits liegt er stellenweise auf Bänder-ton auf und andererseits wird er auch von Bänder-ton überlagert. Der Bergsturz erfolgte offenbar nicht auf einmal, sondern in einzelnen Partien, wobei der Isonzo zu einem See aufgedämmt wurde, in dem sich jener Bänder-ton abgelagerte. Der Durchbruch des Isonzo nördlich vom Hügel Na Kuntri geht durch Fels, auf dem Schuttmassen lagern. Unterhalb des Durchbruchs steht bei Ternovo an der Strasse das Bergsturzgestein von Serpenica an, nach Sturs Karte Woltschacher Kalk.

Unterhalb Ternovo erscheint wieder ein grosser Bergsturz. Die Höhe 477 m (Spezialkarte) ist von ihm ganz bedeckt. Dieselben Massen, jedoch roh geschichtet, z. T. mit grossen runden Blöcken bilden die jähnen Abstürze der Terrasse von Magost gegen den Fluss und begleiten unter starker Neigung der Schichtung den Isonzo fast bis Karfreit. Sie sind z. T. conglomeriert. Der Schlamm, in den die Blöcke gebettet sind, ist meist rötlich gefärbt.

Der postglaciale See von Serpenica.

Die mächtigen Bergsturmassen sperrten das Isonzothal bis zu einer Höhe von etwa 400 m — in dieser Höhe beginnt die junge Erosionsschlucht des Isonzo — und veranlasste eine lebhaftere Accumulation oberhalb: das ganze langgedehnte Thalstück von Serpenica aufwärts bis zur Flitscher Klause ist mit Schottern erfüllt. Dass diese Accumulationen durch Stau und nicht wie die Glacialschotter durch Überlastung des Flusses entstanden, zeigt die an vielen Orten zu beobachtende Deltastruktur und das Vorkommen von Seekreide. Es bestand oberhalb der Bergsturzablagerung geraume Zeit ein See, der in 400 m Höhe spiegelte; so hoch reichen in der Nachbarschaft des Hügels Na Radelje, 2 km südwestlich von Flitsch, die nach Süden fallenden Deltaschichten, die hier wie überall von horizontal geschichtetem verfestigtem Schotter überlagert werden. Von Flitsch bis zum Hügel Na Kuntri unterhalb Serpenica reichend, war der See 10—12 km lang bei einer Breite von 1—2 1/2 km. Seine Tiefe war mindestens 70 m; denn bei Žaga sind lakustre Ablagerungen bis zum Spiegel des Isonzo (330 m) erschlossen.

Auf das Alter des Sees werfen die Schichten Licht, die in seinem nördlichsten Teil zur Ablagerung kamen: es sind Schotter mit Deltastruktur, die zahlreiche gekritzte Geschiebe führen. Damit ist auch das Alter der stauenden Bergstürze bestimmt: sie gehören noch in die Periode des Rückzuges des Eises, was wir schon S. 1039 aus der Beimengung von Moränen schlossen.

An der Sägemühle beim Knie des Glijun Potok, 3 1/2 km südwestlich von Flitsch, steht am Gehänge der Höhe von Pluzna im Bach ein graugrüner Mergel an, deutlich geschichtet mit weissen Kalkbändern. Darüber lagert ein schräg gegen Süden fallender Schotter mit gekritzten Geschieben und auf diesem das horizontal geschichtete Conglomerat der Terrasse von Flitsch. Auf dem gegenüberliegenden Gehänge des Trockenthälchens zwischen der Höhe von Pluzna und der Höhe Na Badelje zeigt sich wieder der schräge Moränenschotter, darüber Bänder-ton, dann das horizontal geschichtete Conglomerat der Flitscher Terrasse, das in seinen unteren Partien eisenschüssig ist.

Der See wurde von Norden her durch den Isonzo zugeschüttet und zugleich sein Abfluss tiefergelegt. In den Runsen südlich von Žaga gehen die lakustren Ablagerungen nicht mehr bis 400 m, sondern nur bis 390 m; hier liegt von 330 m (Flusspiegel) bis 354 m Bänder-ton d. h. Seekreide, darüber Kies mit Deltastruktur bis 390 und darüber horizontaler Schotter bis 410 m. Die Deltaschichten fallen nach Südosten. Das zeigt, dass der Abfluss des Sees unterhalb Serpenica nur langsam einschneidet: er hat seine Sohle in der Zeit, in der das Isonzodelta von Na Radelje bis Žaga d. i. um

5 km vorrückte, nur um 11 m in den festen Fels, auf den ihn der Bergsturz gedrängt hatte, einzutiefen vermocht.

Das interglaciale Delta bei Flitsch.

Die ausgedehnten Terrassen, die aus den eben geschilderten Deltabildungen und ihrem hangenden horizontalen Conglomerat aufgebaut werden, liegen überall ohne Moränenbedeckung frei zutage. Anders ist es mit dem wohl 70 m hoch über das Niveau der Terrasse von Flitsch sich erhebenden nach SW fallenden Deltaconglomerat, das die Höhe Na Radelje zusammensetzt: Moräne liegt auf demselben. Auch kommen Bruchstücke desselben als Geschiebe in den Moränen und im glacialen Deltaschotter der Nachbarschaft vor. Dieses Deltaconglomerat ist also älter als die Würm-Eiszeit. Wir sprechen es als interglacial an, obwohl eine liegende Moräne nicht beobachtet wurde. Es muss in einem alten See, der mindestens in 470 m Höhe spiegelte, zum Absatz gekommen sein.

Stadien im Isonzogebiet.

Moränen von Rückzugsstadien habe ich aus dem Isonzogebiet schon 1891 kurz beschrieben.¹⁾ Ich habe solche im Thal des Koritnica beobachtet, dann im Trentathal oberhalb St. Maria und am Südabhang des Krn. Bildungen, deren Form auf Endmoränen hinweist, wurden im Banšicathal gesehen, wo sie das Becken im Hintergrunde des Thales abschliessen, ebenso im Mogenzagraben.

Im Hintergrunde des vom Manhart herabziehenden Koritnicathales treten einige Wälle an der rechten Seite des Thales auf, die quer über das letztere hinwegziehen; man zählt deren mindestens drei. Die Wälle bestehen aus Kalkschutt mit grossen Blöcken, z. T. kantengerundet und gekritzelt. Die Wallform ist bald mehr, bald weniger deutlich.

Die Endmoränen im Hintergrund des Sotschathales, in der Trenta, sind weniger gut erhalten. Wenn man vom Isonzo-Ursprung thalabwärts geht, so erreicht man bei den untersten Häusern von Zapotnem einen Wall, der quer über das Thal zieht, sich an das nördliche Thalgehänge mit seinem Nordende anlehnend; er schliesst ein wohl ausgesprochenes Zungenbecken ein. Moräne dürften auch die mächtigen Ablagerungen gleich thalabwärts sein. Kurz vor St. Maria Trenta hat sich ein Wall recht gut erhalten.

Ich lasse eine Übersicht dieser kleinen postglacialen Gletscher mit der Seehöhe ihres Endes folgen:

| | Gletscher- | | Kulminationspunkt der Umrahmung |
|---------------------|------------|--------|------------------------------------|
| | Ende | Länge | |
| Koritnica-Gletscher | 700 m | 5.7 km | 2678 m |
| Mogenza-Gletscher | 750 „ | 3.6 „ | 2340 „ |
| Banšica-Gletscher | 650 „ | 6.3 „ | 2356 „ |
| Trenta-Gletscher | 750 „ | 6.5 „ | 2655 „ |
| Krn-Gletscher | 950 „ | 2.9 „ | 2246 „ |

Eine gewisse Harmonie in der Grösse der Gletscher ist nicht zu verkennen. Die umrahmenden Firnkämme haben durchweg Höhen im Mittel von 2200—2300 m. Der Banšicagletscher reichte bei grosser Länge am tiefsten herab, weil in seinem Einzugsgebiet besonders ausgedehnte Flächen über 1700 m liegen. In der Tat ergibt sich die Schneegrenze bei allen Gletschern übereinstimmend in etwa 1600 m Höhe, rund 1000 m unter der heutigen. Sie dürften alle dem Bühlstadium angehören. Spuren

¹⁾ Die postglacialen Gletscher der Julischen Alpen. X. Jahresber. der Berner geogr. Gesellschaft. Bern 1891, S. 157.

des Gschnitz- und des Daunstadiums habe ich nicht beobachtet; sie sind in den Karen der Gipfelregionen zu suchen.

Anzeichen einer postglacialen xerothermen Periode im Isonzogebiet.

Bei seiner Untersuchung der Verbreitung der mediterranen, illyrischen und mitteleuropäisch-alpinen Flora im Isonzothal stellte G. Beck Ritter von Mannagetta das Vorkommen von illyrischen Gewächsen an warmen steinigten Stellen des oberen Isonzothales fest, eingestreut in die mitteleuropäische Vegetation, dann aber auch jenseits des Predil im Thal von Raibl¹⁾. Zu erklären sind diese Erscheinungen nur dadurch, dass einst eine zusammenhängende illyrische Flora das ganze Thal einnahm und über den Predil noch bis Tarvis reichte. G. v. Beck verlegte das in die letzte Interglacialzeit und nahm an, dass die letzte Eiszeit eine illyrische Flora bis auf die erhaltenen Relikte vernichtet habe. Dass die illyrischen Relikte des mittleren und oberen Isonzothales die letzte Eiszeit, unsere Würm-Eiszeit, überstanden haben, ist nun allerdings ausgeschlossen, weil die Thalgebiete, wo wir heute die Relikte finden, ganz unter Eis begraben gewesen sind, wie die Verbreitung der Jung-Endmoränen lehrt. Jene xerotherme Periode kann daher nur postglacial gewesen sein²⁾ und einer Interstadialzeit angehört haben. Ob wir sie zwischen das Bühlstadium und Gschnitzstadium oder zwischen das letztere und das Daunstadium einzuschalten haben, sei dahingestellt. Jedenfalls aber lehren uns die Relikte der illyrischen Flora, dass in einer Phase der Postglacialzeit das Isonzogegebiet ein milderes Klima besessen hat als heute.

Vergleichende Übersicht über die venezianischen Gletscher.

Wir haben die drei grossen venezianischen Gletscher im einzelnen betrachtet und geben nunmehr zum Schluss eine kurze Übersicht über deren Grössenverhältnisse in Form einer kleinen Tabelle. Die Flächeninhalte der Gletscher bestimmte Herr Dr. Otto Lehmann planimetrisch. Die Zahlen sind auf 50 qkm abgerundet. Als Höhe der Gletscherenden wurde die Höhe der Niederterrassen am Gletscherende, deren Niveau dem Gletscherthor entspricht, genommen.

| | Areal | Länge | Höhe des tiefsten Gletscherendes | Höhe der Schneegrenze |
|----------------------|----------|-------|-------------------------------------|--------------------------|
| Piavegletscher | 3100 qkm | 90 km | 80 m | 1600 m |
| Tagliamentogletscher | 2350 „ | 83 „ | 160 „ | 1300 „ |
| Isonzogletscher | 600 „ | 57 „ | 230 „ | 1300 „ |

Als Länge des Piavegletschers wurde die Thalstrecke vom Kreuzberg bei Sexten bis zum Gletscherende bei Conegliano gemessen, als Länge des Tagliamentogletschers die Strecke vom Mauriapass nach Martignacco, als Länge des Isonzogletschers diejenige vom Triglav bis St. Lucia.

1) Sitzungsberichte d. k. Akademie der Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. CXVI, Abt. I, 1907, S. 144.

2) In seiner Abhandlung „Die Vegetation der letzten Interglacialperiode in den österreichischen Alpen“ in der Zeitschrift „Lotos“ LVI, Nest 3 u. 4. Prag, 1908 S. 124 schliesst sich G. v. Beck dieser Deutung an.

Viertes Buch.

Die Eiszeiten im Bereich der Ostabdachung der Alpen.

Einführender Überblick.

Von **Eduard Brückner.**

Ein charakteristischer Zug im Antlitz der Alpen ist das ruthenförmige Auseinandergehen der Ketten nach Osten und die Entwicklung weit gestreckter Längsthäler zwischen ihnen. Westlich des Brenners herrscht, wenn auch mehrfach Längsthäler von Bedeutung auftreten, doch durchaus Querentwässerung. Im Osten spielt die Längsentwässerung eine Hauptrolle. Es stellt sich hier eine ausgesprochene Ostabdachung der Alpen ein, die tief ins Herz des Gebirges zurückgreift und deren Wasser direkt zum Ostfuss des Gebirges führt. Drei Längsthäler von verschiedener Bedeutung entwickeln sich. Nahezu 300 km lang ist das Drauthal, von West nach Ost verlaufend, in seinem oberen Teil gleichsam verdoppelt, indem sich ihm parallel das Gailthal zugesellt. Kürzer ist der Längsthalzug der Mur und Mürz im Norden; ihm fehlt eine Längsentwässerung: die Mur biegt bei Bruck in ein Querthal ein, um in diesem die Grazer Bucht und damit das pannonische Tiefland zu erreichen. Noch weit kürzer ist das nach Südosten gerichtete Savethal im Süden.

Zwei von den drei Längsthälern folgen wichtigen geologischen Grenzen. Das Drauthal scheidet die Zentralalpen im Norden von den palae-mesozoischen Ketten des Drauzuges im Süden, das oberste Savethal, oberhalb des Beckens von Laibach, wiederum die letzteren von den südlichen Kalkalpen. Das Murthal gehört zwar ganz den Zentralalpen an, teilt aber mit den beiden anderen Längsthälern die Eigentümlichkeit, dass in ihm weite Becken auftreten, die sich hier als ein dem Westen der Alpen fremder Zug einstellen. Sie sind tektonischen Ursprungs und von jungtertiärem Alter, wie die miocänen Schichten zeigen, die in ihnen zum Absatz kamen. Dem Drauthal einverleibt ist in dieser Weise das weite, von jungem Tertiär erfüllte Klagenfurter Becken. Im Murthal beeinflussen die Tertiärbecken des Lungau, von Knittelfeld und Leoben die Bodenplastik in hervorragendem Masse und zahlreich sind die Tertiärbecken im Mürzthal. Das alpine Savethal endlich mündet in die nördlichen Ausläufer des Tertiärbeckens von Laibach.

Mit dem Divergieren der Ketten nach Osten hin geht eine völlige Verschiebung der Verteilung der Höhen Hand in Hand. Während im Westen die Zentralzone als

die Trägerin der höchsten Höhen erscheint und südliche wie nördliche Kalkalpen ihr nachstehen, springen östlich des Meridians, der durch das Quellgebiet der Save und das Lungauer Becken hindurchgeht, die kulminierenden Höhen auf die südlichen und nördlichen Kalkalpen über. Das war für die Entwicklung des Eisstromnetzes von grosser Bedeutung. Während im Westen zentralalpines Eis die nördlichen und die südlichen Kalkalpen überschwemmte, wehrten jetzt die hochragenden Gruppen im Süden wie im Norden dem zentralalpinen Eis z. T. mit Erfolg den Zutritt. Vor allem aber bewirkte die weitgehende Erniedrigung der Zentralzone und die zunehmende Entfernung der hohen Ketten im Norden und Süden von einander in der Richtung nach Osten, dass hier in den Zentralalpen zwischen Mur- und Draugletscher weite Gebiete ganz eisfrei blieben: Das Gurkthal hat keinen eigenen Thalglletscher erzeugt.

Entsprechend der verschiedenen Grösse der Thalsysteme und der verschiedenen Höhe ihrer Wurzeln gestaltete sich die Entwicklung der drei grossen in den Längsthälern liegenden Gletscher verschieden. Der Draugletscher sammelte die Eismassen fast des ganzen Südabfalls der höchsten Ketten der Ostalpen östlich des Brenners, namentlich der Hohen Tauern. Dieser Umstand, sowie die Ausdehnung seines hochgelegenen Oberlaufs selbst liess ihn seine Nachbarn an Grösse übertreffen; er kann den grössten Gletschern der Westalpen zur Seite gestellt werden. Kleiner, aber immer noch über 100 km lang, war der Murgletscher, der von den Eismassen des Südabhanges der Niedern Tauern ernährt wurde, sehr viel kleiner der Savegletscher, den in erster Reihe die Eismassen der Julischen Alpen speisten, dem aber auch Eis aus den Karawanken zukam. Der Draugletscher endigte mitten im Gebirge im Klagenfurter Tertiärbecken mit breit ausgegossener Zunge, der Murgletscher ebenfalls im Gebirge, aber oberhalb des Tertiärbeckens von Knittelfeld. Nur der Savegletscher erreichte die Grenze der Alpen und auch nur, weil sich ihm die nördlichen Ausläufer des Laibacher Beckens entgegenstreckten. Die Gebirge weiter im Osten vermochten nur noch eine lokale Vergletscherung zu erzeugen.

I. Der Savegletscher.

Von Eduard Brückner.

Einleitung. Geschichtliches. — Eishöhe im Savethal. Eishöhe in der Wochein. Eisgrenze im Becken von Radmannsdorf. Mächtigkeit des Eises. Jung-Endmoränen des Savegletschers. Niederterrassen- und Hochterrassenschotter zwischen Radmannsdorf und Krainburg; zwischen Krainburg und Laibach. Älterer und jüngerer Deckenschotter. Die vier Glacialschotter an der Save. — Übertiefung und alte Thalbodenreste im Savethal. Alte Landoberflächen in der Umgebung des Beckens von Radmannsdorf. Übertiefung und alte Landoberflächen in der Wochein. Die Zungenbecken des Savegebietes. Glaciale Umgehungsrippen. Glaciale Conglomerate innerhalb der Zungenbecken. Postglaciale und glaciale Verschüttung des Savethals. Spuren einer interglacialen Thalverschüttung. Bühlstadium. Thalwasserscheide von Ratschach. — Vergletscherung der Steiner Alpen. Stadien in den Steiner Alpen. Eiszeitliche Schneegrenze im Savegebiet.

Einleitung.

Wie die Save heute aus zwei Quellflüssen, der Wurzener Save und der Wocheiner Save oder Savica, entsteht, so setzte sich auch der Savegletscher aus zwei Armen zusammen, die einander nahezu gleichwertig waren, aus dem Wurzener Savegletscher,

den wir als den Savegletscher schlechthin bezeichnen wollen, und dem Wocheiner Savegletscher oder kurz Wocheiner Gletscher. Beide verschmolzen im Tertiärbecken von Radmannsdorf zu einer einheitlichen breiten Zunge.

Die Wurzeln des Savegletschers lagen bei Tarvis, wo er über eine ganz flache Eisscheide mit dem Fella-Gletscher zusammenhing. Hier bot sich auch durch das Gailitzthal sowie über den Pass der Wurzeln die Möglichkeit einer Kommunikation mit dem Gailgletscher. Als Hauptnährgebiet funktionierte die Nordabdachung der im Triglav (2863 m) gipfelnden Julischen Alpen. Die schmale, schnurgerade verlaufende Kette der Karawanken bot zwar auch Zuflüsse dar, aber in geringerem Mass. Die verschiedenen Zuflüsse lassen sich scharf nach ihren erratischen Gesteinen scheiden. Weisse triassische Kalke brachten die Zuflüsse aus den Julischen Alpen, dunkelfarbige Schiefer und dunkle Kalke neben hellen die Zuflüsse aus den Karawanken. Im Hauptgletscher mischten sich diese Materialien.

Ist der Verlauf des Savegletschers entsprechend dem tektonisch vorgezeichneten seines Thales schnurgerade, so windet sich der Wocheiner Gletscher in mannigfacher Weise. Er gehört ausschliesslich den Julischen Alpen an. Sein Sammelgebiet wird zum grossen Teil von hohen verkarsteten Plateauflächen gebildet, in die das Becken der obern Wochein eingesenkt erscheint. Hohe Wasserscheiden umgeben dasselbe, so dass nach keiner Richtung eine Verbindung mit Nachbargletschern erfolgen konnte.

Geschichtliches.

Die Erkenntnis, dass das obere Savethal in der Diluvialzeit von Gletschermassen eingenommen war, hat sich verhältnismässig spät durchgerungen. Zwar äusserte schon 1850 v. Morlot, es dürfte das Savethal einst bis Krainburg hin vergletschert gewesen sein.¹⁾ Doch stützte er diese Vermutung, abgesehen von dem Funde einiger erratischer Blöcke, durch keine Beobachtungen und gerade die Moränen des Hauptthals sprach er als Miocän an. Dagegen hat er den Charakter der in den Seitenthälern auftretenden Endmoränenwälle erkannt. Zu dieser Erkenntnis war schon zwei Jahre vorher Melling²⁾ gelangt, der die Endmoränen des Manhartgletschers nördlich der Weissenfelder Seen und die Endmoräne am Raibler See richtig in seine Karte einzeichnete. Nach Morlots Vorgang behandelten fast alle österreichischen Feldgeologen, die das obere Savegebiet in den 50er Jahren aufnahmen, die Grundmoränen und conglomerierten Schotter des Savegletschers als Tertiär, ein Irrtum, der sich lange fortschleppte.³⁾ Peters vertrat 1856 als der erste das diluviale Alter der betreffenden Ablagerungen und wandte sich gegen ihre Einordnung ins Tertiär, ohne jedoch mit seiner Ansicht durchzudringen. Peters hat bereits klar das Verbreitungsgesetz der Hochgebirgsschotter, wie er die Moränen nannte, im Savethal erkannt und spricht von der oberen Grenze derselben, die gegen Osten zu sich immer mehr und mehr erniedrige. Ersetzt man in seinen lichtvollen Ausführungen das Wort Diluvialstrom durch das Wort Diluvialgletscher, so bietet uns seine Schilderung ein zwar unvollkommenes, doch in den einzelnen von ihm beobachteten Zügen korrektes Bild des Savegletschers — ein Beweis für die Güte seiner Beobachtungen.

1) Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1850 S. 392.

2) Die geologischen Verhältnisse von Raibl. Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien. V. S. 31. Wien, 1848.

3) So noch bei F. Noë, Geologische Übersichtskarte der Alpen. Wien, 1890.

Der Savegletscher als solcher ist von Taramelli 1870 in die Literatur eingeführt worden¹⁾, der jedoch weder seine horizontale noch seine vertikale Ausdehnung der Wirklichkeit entsprechend angeben konnte. Während er die Länge des Gletschers, dessen Ende er wie Morlot nach Krainburg versetzen möchte, weit überschätzt, schlägt er seine Mächtigkeit um viele hundert Meter zu gering an. Systematische Beobachtungen über den Savegletscher aus neuerer Zeit fehlen. Wertvolle Beobachtungen teilt Diener²⁾ mit, der das Gletscherende zwischen Lees und Radmannsdorf vermutet. Ich selbst habe das Gebiet 1887 untersucht. Die damals ausgeführte Bestimmung des Endes des Savegletschers bei Radmannsdorf³⁾ fand 1898 in die internationale geologische Karte von Europa Aufnahme. 1907 reihte sich eine zweite Begehung des Gebietes an.

Elshöhe im Savethal.

Wir haben S. 1006 die obere erratische Grenze in der Umgebung von Tarvis in 1630 m bestimmt und geschlossen, dass die Eisoberfläche nicht über 1700 m gelegen haben kann. Von Tarvis senkte sie sich verhältnismässig langsam — mit 10‰ Gefälle — nach Osten (Vgl. die Karte S. 1073). In der Umgebung des Wurzen-Passes lag sie über 1520 m und zwischen Lengenfeld und Assling in 1250 m Höhe. An der Rožica-Alp ist hier in 1190 m Höhe Moräne aufgeschlossen und um die Höhe 1261 m schlingt sich in 1250 m Höhe eine teils als Wall, teils nur als Terrasse entwickelte Ufermoräne. Höher hinauf fand ich an der Rožica keine glacialen Anzeichen. Beim Betreten des Beckens von Radmannsdorf unweit Jauerburg kann die Höhe der Eisoberfläche nicht unter 1000 m betragen haben, was einer Mächtigkeit des Eises von 450—500 m entspricht.

Charakteristisch ist die Verteilung der erratischen Gesteine im Thal der Wurzenener Save: es fehlen, wie schon Peters richtig erkannte, auf den Gehängen der Karawanken durchaus erratische Gesteine aus den Julischen Alpen. Es haben also die Karawanken selbst Eismassen erzeugt, die denen der Julischen Alpen den Zutritt zum nördlichen Gehänge des Savethales wehrten.

Die Wurzen, jener Pass, der von Wurzen im Savethal nach Norden ins Gailthal führt, ist unter Eis begraben gewesen. Die Rundung der Gehänge links und rechts zeigt das. Die Passhöhe (1071 m) liegt in einer 3 km langen, nur ganz schwach nach Süden sich senkenden Furche, die heute in Verschüttung begriffen ist. Eine 500 m hohe Stufe führt aus dem Gailthal hinauf, eine solche von 150 m aus dem Savethal. Es handelt sich um ein heute ausgeschaltetes Thalstück. Über die Richtung der Eisbewegung gibt uns das erratische Material Auskunft. Ein Moränenwall nördlich des Wirtshauses enthält nur Gesteine der Karawanken, ebenso auch die Moränenvorkommnisse am Südausgang der Passfurche. Es kann also, wie schon Prochaska 1895⁴⁾ aussprach, über den Wurzen wohl Eis vom Draugletscher zum Savegletscher übergeflossen sein, aber nicht umgekehrt. Wahrscheinlich aber fand überhaupt keine Eisbewegung über den Pass selbst statt; denn wie unsere Karte S. 1073 zeigt, verläuft er in der Richtung der Isohypsen der Eisoberfläche, so dass über ihn

1) Sugli antichi ghiacciai della Drava, della Sava e dell' Isonzo. Atti Soc. Ital. di Sc. nat. XIII, 1870, S. 224.

2) Beitrag zur Geologie des Zentralstocks der Julischen Alpen. Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt. XXXIV. 1884. S. 701.

3) Erwähnt in den Mitteilungen des Deutschen u. Österr. Alpenvereins 1890, Nr. 20.

4) Mitteilungen des Deutschen u. Österr. Alpenvereins 1895, S. 273.

hinweg gar kein Eisgefälle bestand. Das gilt auch für das Gailitzthal unterhalb Tarvis, an dessen Gehänge und an dessen Sohle wir ebenfalls das Fehlen erraticer Gesteine aus den Julischen Alpen feststellten, durch das aber auch keine Gesteine des Gailithals ins Savegebiet eingedrungen zu sein scheinen (vgl. S. 1069).

Eishöhe in der Wochein.

Im Gebiet der Wocheiner Save oder Savica liegen Ufermoränen nördlich von Koprivnik bei der Höhe von Siuca in 1250 m; das lässt der Wölbung des Gletschers wegen für die Mitte des Wocheiner Thales bei Kerschdorf und Feistritz auf eine Eishöhe in mindestens 1300 m schliessen. 13 km weiter thalabwärts gehen oberhalb Vellach Ufermoränen nur noch bis 1014 m empor; sie senken sich rasch nach Norden, so dass der Austritt des Gletschers aus dem schmalen, gewundenen Thal der Savica ins Becken von Radmannsdorf in 950 m Höhe erfolgte. Das Eisgefälle betrug von Feistritz bis Vellach 23 ‰.

Bei Siuca ziehen in 1230—1250 m Höhe mehrere Wälle, z. T. aus Fels, z. T. aus Moräne aufgebaut, ungefähr von W nach O; sie wurden von zwei Ausstülpungen des Wocheiner Gletschers aufgeworfen, die sich von Süden her zu beiden Seiten des Medanca vrh (1290 m; auf der neuen Spezialkarte nicht angegeben, gleich nördlich der Höhe 1103 m) auf den Südrand des Mesnovec-Plateaus legten; von hier abwärts lässt sich glaciales Material gegen Süden verfolgen; die Terrasse von Koprivnik (969 m) ist ganz mit Moränen bedeckt. Nördlich der Moränen von Siuca ist das verkarstete Plateau völlig frei von glacialen Spuren und ganz mit mächtigen Lehmmassen bedeckt. Dieser Lehm begleitet uns, bis wir, das Plateau nach Osten querend, hoch über Vellach bei Slamnik die oben erwähnten Ufermoränen des Wocheiner Gletschers in 1014 m Höhe erreichen. Das Plateau selbst war eisfrei.

Eishöhe im Becken von Radmannsdorf.

Vom Austritt des Wocheiner Gletschers ins Becken von Radmannsdorf sank die Eisoberfläche rasch. Die rechte Ufermoräne am Nordabfall des Ilovca-Waldes östlich von Vellach erniedrigt sich auf einer Strecke von 3 km von 896 auf 649 m, entsprechend einem Gefälle des Gletscherrandes von 80 ‰. Ähnlich steil war das Gefälle des Eises vom Ausgange des Wurzener Savethales fort. An dem Rücken Na Pečeh, der von Scheraunitz weg das linke Ufer des Gletschers bildete, haben sich allerdings keine Moränen erhalten: in steilen, schuttliefernden Wänden, die wohl infolge des Untergrabens durch den Gletscher entstanden, stürzte er ab. Aber schon 1 km östlich von Rodein, nur 9 km von Jauerburg, löst sich die Endmoränenzone vom linken Thalgehänge, um in die Ebene hinaus zu verlaufen. Hier lag die Eisoberfläche also im Niveau der ebenen Sohle des Beckens von Radmannsdorf in 545 m Höhe. Das Gefälle von Jauerburg hierher ergibt sich zu 50—60 ‰. Die Steigerung des Gefälles von 15 ‰ auf 50—60 ‰ beim Savegletscher und von 23 ‰ auf 80 ‰ beim Wocheiner Gletscher hängt mit der plötzlichen trichterförmigen Erweiterung des Gletscherbettes beim Austritt ins Becken von Radmannsdorf zusammen. Die Gletschermassen fielen geradezu auseinander.

Innerhalb der angegebenen Grenzen umfasst der Savegletscher rund 850 qkm; davon entfielen 550 qkm auf den Wurzener Arm und 300 qkm auf den Wocheiner Gletscher.

Mächtigkeit des Eises.

Die Mächtigkeit des Eises betrug bei Tarvis rund 900 m. Wie gross sie in der Gegend der heutigen Wasserscheide zwischen Save und Gailitz bei Ratschach war,

entzieht sich unserer Kenntnis, da hier die postglaciale Accumulation einen sehr grossen Betrag erreicht hat. Erheblich kleiner war die Mächtigkeit bei Assling, nämlich nur 650 m. Ebenso nahm die Mächtigkeit des Wocheiner Gletschers von Feistritz, wo sie 750 m betrug, gegen Vellach um 150 m ab. Nun gibt, so weit der Thalquerschnitt und das Thalgefälle sich nicht ändern, d. h. im Savethal oberhalb Jauerburg und in der Wochein oberhalb Vellach, die Mächtigkeit des Eises direkt ein Mass für die Grösse des Gletscherquerschnitts und die Eismasse überhaupt. Die Abnahme der Eismächtigkeit besagt also nichts anderes, als dass der Savegletscher bei Assling und der Wocheiner Gletscher bei Vellach bereits eine Verminderung seiner Eismasse erfahren hatte. Da durch Abfluss über Pässe den Gletschern keine Eismassen entzogen wurden, so weist die Abnahme der Eisdecke direkt auf ein erhebliches Überwiegen der Ablation über den Schneefall. Wir befinden uns also bei Assling ebenso wie bei Vellach erheblich unter der Schneegrenze.

Jung-Endmoränen des Savegletschers.

Die Lage des Endes des alten Savegletschers war unbekannt; wir sahen oben, dass v. Morlot und Taramelli dasselbe nach Krainburg versetzen wollten. Das bestätigt sich nicht; denn $\frac{3}{4}$ km südöstlich von Radmannsdorf hören die Moränen gänzlich auf. Der Gletscher hat hier eine deutliche, wenn auch ganz niedrige Endmoräne aufgeworfen. Dem Umstand, dass sich die Endmoränen orographisch fast gar nicht geltend machen, ist es wohl zu danken, dass sie so lange übersehen wurden. Unsere Karte S. 1073 gibt die Grenzen der Moränen an.

In der Ebene südöstlich von Scheraunitz, bei welchem Ort die Save das Becken von Radmannsdorf betritt, treten an vielen Stellen Erhebungen in Form kleiner rundlicher elliptischer Hügel hervor, oft nur von 1—2 m Höhe. Sie werden nicht selten von erraticen Blöcken gekrönt. Von Studentschitz an werden die Hügel deutlicher und treten zu Wällen zusammen, die sich in Aufschlüssen als Endmoränen erweisen.

An der linken Flanke des Gletscherfächers lassen sich nur zwei Endmoränen unterscheiden; die äussere, welche den grössten Gletscherstand der Würm-Eiszeit markiert, beginnt, wie erwähnt, bei Rodein, macht sich weiter nur in Form einer nach Westen steilen, nach Osten aber allmählich sich verflachenden Terrasse geltend (Cote 544 d. österr. Spezialkarte 1880), bedeckt mit ihrem Material die Höhe der Leteunca (537 m) und zieht zum Kreuz östlich von Radmannsdorf. Ihr Zusammenhang ist heute durch das Thal des Zgosa-Baches unterbrochen. Der zweite Wall ist nur zwischen Studentschitz und Hlebitz deutlicher erhalten. Jenseits der Save erscheint die Fortsetzung des äusseren Walles beim Dorf Lanzovo, wo auf dem Rücken, der die Wallenburg trägt, schon v. Morlot und Diener erratiche Blöcke feststellten, und beim Hof Tasker, von wo sie über Berdach sich hinauf zu der S. 1047 erwähnten Ufermoräne am Rand des Ilovca-Plateaus schlingt.

Fehlen auch östlich der Save grosse Endmoränen, so sind doch bedeutende Moränenmassen über die ganze weite Ebene als Überzug von wechselnder Mächtigkeit ausgebreitet. Wir haben hier einen ebenen Gletscherboden ohne deutliche Endmoränen vor uns.

Besser als im Osten der Save sind die Endmoränen im Westen derselben entwickelt. Östlich vom Veldeser See hat der Wocheiner Gletscher einige um das Seeende parallel sich krümmende Moränenwälle aufgebaut, die schon Wentzel angibt¹⁾, und gleich westlich bei Göriach treffen wir auf die Endmoränen der Eismassen des Rothweinthales, die in erster Reihe dem Triglavgebiet entstammten.

1) Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte des Thales der Neumarktkler Feistritz. Jahresber. k. k. Staats-Oberrealschule 1900/01. Laibach, 1901. Tafel.

Der Verlauf der Endmoränen lehrt, dass die Eismassen, die von Westen her an drei verschiedenen Punkten — im Thal der Wurzener Save, im Rothweinthal und im Thal der Wocheiner Save — das Becken von Radmannsdorf betraten, zur Zeit ihrer grössten Ausdehnung eine einheitliche Gletscherzunge bildeten. Beim Rückzug zerlegte sie sich jedoch bald in drei Zungen, von denen die beiden westlichen deutliche Moränenwälle hinterlassen haben.

Die ganze Zone der Endmoränen hat eine Breite von beiläufig 10—11 km. Sie reicht im Bett des Wocheiner Gletschers thalaufrwärts nur bis zum Westende des Veldeser Sees, im Rothweinthal bis Kernitz und an der Wurzener Save bis Dobrava unterhalb Jauerburg. Weiter aufwärts fehlen Endmoränen auf eine weite Strecke gänzlich. Zwar haben v. Morlot und Diener (S. 701) die Hügel, welche bei Sava quer über das Savethal setzen, als Endmoränen beschrieben, aber mit Unrecht: sie bestehen nur aus Bergschutt und rühren von einem grossen postglacialen Bergsturz her, der von der Mozaklja niederging.

Der Aufbau des alten Gletscherbodens ist typisch. Im Einschnitt der Save sind an vielen Stellen unter Moräne Schotter, z. T. conglomeriert und mit Moräne wechselagernd, entblösst. Sie liegen auf Tertiär auf, doch in wechselnder Höhe; die Save hat beim Wiedereinschneiden das alte Thal, in dem die Schotter zum Absatz kamen, nur z. T. wieder getroffen. Zu verfolgen sind sie flussaufwärts bis zur Nordkante der Halbinsel der Dobrava zwischen Save und Rothweinbach. Im Hangenden der Moränen erscheinen nicht selten wieder Schotter. Die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen des Gletscherbodens übersteigt nicht 60—70 m.

In den Moränen dominieren durchaus die Gesteine der Julischen Alpen; doch finden sich in denen des Wurzener Savegletschers, wenngleich mehr zurücktretend, auch Gesteine der Karawanken. In die Augen fallen Geschiebe und Blöcke von Porphyr. Dieners Karte gibt solchen an der Nordseite der Julischen Alpen anstehend nur im Kaltwasserthal bei Raibl an. Das würde dafür sprechen, dass Eis aus dem Kaltwasserthal bis nach Radmannsdorf gelangte, die Eisscheide also westlich von Tarvis lag, so dass die heutige Wasserscheide von Ratschach überschritten wurde. Doch dürfte angesichts der grossen Zahl von Blöcken und Geschieben die Annahme gerechtfertigt sein, dass Porphyr noch an manchen anderen Stellen ansteht, insbesondere auch in den Karawanken. Übrigens enthalten auch die Tertiärconglomerate viel Porphyr.

Niederterrassen- und Hochterrassenschotter zwischen Radmannsdorf und Krainburg.

Der Boden, auf den sich der äusserste Saum des Savegletschers während der Würm-Eiszeit legte, war von Thälern durchfurcht. Daher entquollen dem Eis an mehreren Stellen Schmelzbäche, deren Weg durch die Verbreitung des Niederterrassenschotters gekennzeichnet wird (vgl. die Karten S. 1052 u. 1073). Dieser zeigt alle Eigenschaften des typischen Niederterrassenschotters. Seine Oberfläche ist nur mit einer dünnen braunen Verwitterungsschicht bedeckt und vollkommen eben; doch fällt er zum Fluss häufig in mehreren Erosionsterrassen ab. Die Auflagerung auf Tertiär ist unregelmässig. Die Oberfläche der Niederterrassen senkt sich von Radmannsdorf bis Krainburg um 100 m von 490 auf 390 m, entsprechend einem mittleren Gefälle von 5,5 ‰. Auch aus dem Thal der Feistritz wie der Kanker kommen grosse Stränge von Schotter.

Über dem Niveau der Niederterrassen erheben sich ausgedehnte Hochterrassen. Auch sie bestehen aus Schottern, die aber weit stärker conglomeriert sind. Mächtiger gelber Verwitterungslehm liegt auf ihnen und greift mehrfach in geologischen Orgeln 1—2 m tief in den Schotter ein, so z. B. an der Reichsstrasse, die von der Station

Podnart die Hochterrasse nach Nordosten hin erklimmt, und an der Reichsstrasse bei Tschernajutsch 3 km östlich von Radmannsdorf. An maachen Stellen, so zwischen Podnart und dem Dorf Dobrava, dann östlich gegen Unter-Birkendorf hin treten auf der Hochterrasse Dolinen auf, die ich in dieser Gegend nie auf der Niederterrasse beobachtete; sie erreichen eine Tiefe bis zu 10 m.

Nicht die ganze Hochterrasse besteht aus Hochterrassenschotter. Wesentlich beteiligt sich auch Tertiär an ihrem Aufbau, das oft als Liegendes des Hochterrassenschotters erschlossen ist; gelegentlich, so an der Strasse zwischen Radmannsdorf und Podwein, reicht es bis fast zur Oberfläche der Hochterrasse heran. Es gelangte also auch der Hochterrassenschotter auf einer unebenen Oberfläche zum Absatz. Dem entsprechend wechselt seine Mächtigkeit. Dabei findet häufig die Auflagerung des Hochterrassenschotters auf das Tertiär über dem Niveau der Niederterrasse statt, so dass das Tertiär in einem Ausbiss am Fuss der Hochterrasse erscheint.

Die Beziehungen des Hochterrassenschotters zum Niederterrassenschotter sind durch das Obige bereits angedeutet: der jüngere Schotter ist in Thälern des älteren abgelagert. Das zeigt sich besonders oberhalb Krainburg überall deutlich. In Übereinstimmung damit führt der Niederterrassenschotter Gerölle und in unmittelbarer Nähe der Hochterrasse mehrfach grosse abgestürzte Blöcke des conglomerierten Hochterrassenschotters, so bei Podnart, bei Globoko unterhalb Möschnach, bei Birkendorf usw. **Niederterrassen- und Hochterrassenschotter zwischen Krainburg und Laibach.**

In Form eines mächtigen flachen Schuttkegels, dessen Spitze im Savedurchbruch oberhalb Krainburg liegt, ergiesst sich der Niederterrassenschotter ins Becken von Krainburg. Die Trennung der beiden Schotter war zwischen Radmannsdorf und Krainburg leicht, da ihr Höhenunterschied gross ist (vgl. Profil Fig. 125). Weiter thalabwärts aber wird sie schwieriger. Denn wie die Niederterrasse in dieser Richtung immer mehr und mehr an Erhebung über den heutigen Fluss abnimmt, so vermindert sich auch die Erhebung der Hochterrasse über das Niveau der Niederterrasse. An der Mündung der Feistritz in die Save beträgt sie noch 30 m, bei Krainburg aber schon unter 20 m. Unterhalb Krainburg ist es einzig und allein die Lehmbedeckung, die die Scheidung der Schotter gestattet. Es stossen durch die Decke des Niederterrassenschotters zwischen Krainburg und Zwischenwässern mehrere Terrassen durch, die sich nur wenige Meter über das Niveau der Niederterrasse hinaus heben und ganz mit Lehm bedeckt sind, so bei Retetsche die Anhöhe der Velka Dobrava und der Smerekova Dobrava, bei Swile die Terrasse Na Gmajnach, nördlich von St. Walpurga und Seebach die lehmbedeckte, durch Dolinen ausgezeichnete Fläche der Plana Gmajna. Die hier und da auftretenden Dolinen mit samt der Lehmbedeckung lassen keinen Zweifel zu, dass wir es mit Überresten der Hochterrasse zu tun haben, obwohl das Conglomerat selbst nicht erschlossen ist. Die Saveschlucht durchschneidet keinen einzigen dieser Hügel und gewährt daher keinen Einblick in das Verhältnis dieser flachen lehmbedeckten Terrassen zum Niederterrassenschotter. Auf der ganzen Strecke zwischen Krainburg und Zwischenwässern ist nur Niederterrassenschotter aufgeschlossen. Zwar kommt es hier häufig vor, dass lockerer Schotter auf einer festen Nagelfluh alten Aussehens liegt; allein da eine scharfe Grenze fehlt, so vermag ich nicht, beide als verschiedenaltige Bildungen zu betrachten.¹⁾ Dass aber hier in

1) Das gilt auch von den Aufschlüssen an der Kankerschluht, wo Lucerna (Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geographischer Jahresbericht aus Österreich IV. Wien 1906 S. 26) in den liegenden Nagelfluhschichten einen älteren Schotter vermuten möchte.

nächster Nähe der Hochterrassenschotter ansteht, geht daraus hervor, dass, wie mir Herr Privatdozent Dr. Kossmat mitteilt, der Niederterrassenschotter bei Mosche im Einschnitt der Save Blöcke von Nagelfluh führt.

Bei Laibach selbst habe ich nur Niederterrassenschotter gesehen. Seine Oberfläche erhebt sich hier nur noch 10 m über den Fluss. Seine Ablagerung im Becken nördlich von Laibach hat unter Deltabildung den Laibach-Fluss gestaut und so zur Bildung des grossen Laibacher Moors Veranlassung gegeben. Sobald man über das Niveau der Niederterrassen emporsteigt, stellt sich sofort mächtiger Lehm ein.

Der Lehm, der im Bereich des Radmannsdorfer, Krainburger und Laibacher Beckens die Landoberfläche überzieht, soweit sie sich über das Niveau der Jung-Moränen und der Niederterrassen erhebt, führt mehrfach Gerölle und Bruchstücke von Porphyr. Ich beobachtete solche ausser im Lehm auf der Hochterrasse auch auf Tertiärhügeln, so bei St. Agnes (680 m) westlich von Neumarkt, ferner östlich von Siegersdorf (südlich von Neumarkt) und an vielen anderen Stellen. Bei St. Agnes traf ich Blöcke von Porphyr und von paläozoischem Quarzconglomerat. Diese Vorkommnisse könnten mit erratischen verwechselt werden. Doch befinden sie sich weit ausserhalb der Moränengrenzen. Es sind Gerölle, die wegen ihrer fast absoluten Widerstandsfähigkeit lange Verwitterungsprozesse überdauert haben und aus Zeiten herrühren, wo die Landoberfläche wesentlich anders aussah als heute; grösstenteils entstammen sie wohl dem Tertiär des Beckens. Hierher dürften vielleicht auch die Porphyrfunde auf dem Karst von Monfalcone gehören. (Siehe S. 1012.)

Älterer und jüngerer Deckenschotter.

Nicht alle hochliegenden Conglomerate von diluvialen Typus fügen sich in das Niveau der Hochterrasse ein. Bei Tschernjutsch östlich von Radmannsdorf liegt die

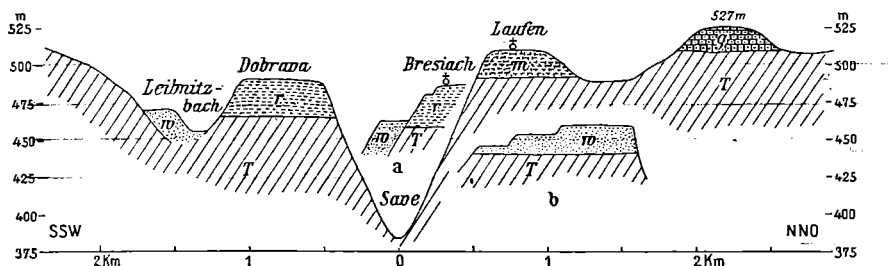


Fig. 125. Querschnitt durch die vier Glacialschotter an der Save bei Laufen. Längen 1 : 50000, Höhen 1 : 10000. Das kleine Profil a liegt 1 km westlich, das Profil b 1 km östlich des Hauptprofils. *w* Niederterrassenschotter; *r* Hochterrassenschotter; *m* jüngerer, *g* älterer Deckenschotter; *T* Grundgestein.

Hochterrasse in 500 m Höhe und senkt sich ostwärts gegen Breslach. Hier erscheinen bei und nördlich von Laufen hoch über der Hochterrasse Conglomerate von gleichem Habitus und gleicher Zusammensetzung, die den Tertiärrücken krönen, der von Brdo nach Süden gegen Laufen zieht. Jenseits des Laufengrabs tritt wieder ein Conglomerat auf und trägt hier den Fixpunkt 515 m. Noch weiter östlich trifft man in der Dolga diva wieder auf die viel tiefer gelegene zusammenhängende Hochterrasse in 470 m. Diese hochgelegenen, tiefgründig verwitterten Nagelfluhauben mit dem Hochterrassenschotter in eine Reihe zu stellen, ist nicht gut möglich, liegt doch ihre Basis höher als die Oberfläche der Hochterrasse. Das Querprofil durch das Savethal (Fig. 125) legt die Verhältnisse klar und zeigt zugleich, dass wir es nicht mit einem, sondern mit zwei Conglomerathorizonten zu tun haben, die sich über dem Niveau der Hochterrasse befinden. Es liegen hier sichtlich älterer und jüngerer Deckenschotter vor, getrennt von einander wie vom Hochterrassenschotter durch Ausstriche von Tertiär.

Am Pfad, der von der Savebrücke bei Ototsche nach Laufen hinaufführt, trifft man auf eine stark verfestigte, von Orgeln durchsetzte quartäre Nagelfluh, die in 490 m Höhe, also 10 m über dem Niveau der nächsten Hochterrasse auf grauem sandigem Tertiärmergel aufrucht (Quelle). Sie reicht in Laufen selbst bis 508 m empor und ist mit Lehm bedeckt. Nördlich von Laufen wird in etwas tieferem Niveau an der Einsattelung tertiärer Letten für eine Ziegelei gewonnen; gleich östlich der Ziegelei steht etwas tiefer ein 4 m mächtiger Rest desselben Conglomerats an, wieder auf Tertiär in 490 m aufruhend. Weiter gegen Norden erscheint in 510 m auf tertiärem Mergel auflagernd, also erheblich höher, Conglomerat bis 527 m emporreichend.

Dem Niveau und ihrem Verhalten zum Hochterrassenschotter nach gehören zu den Deckenschottern noch einige Vorkommnisse von Nagelfluh, die auf unserer Karte Fig. 126 eingezeichnet sind, so zum jüngeren Deckenschotter die Terrasse der Dobrava zwischen der Mündung der Feistritz in die Save und Naklas sowie ihre Fortsetzung südlich der Save, die Terrasse von Wessnitz und die von Polschica, desgleichen die isolierte Höhe

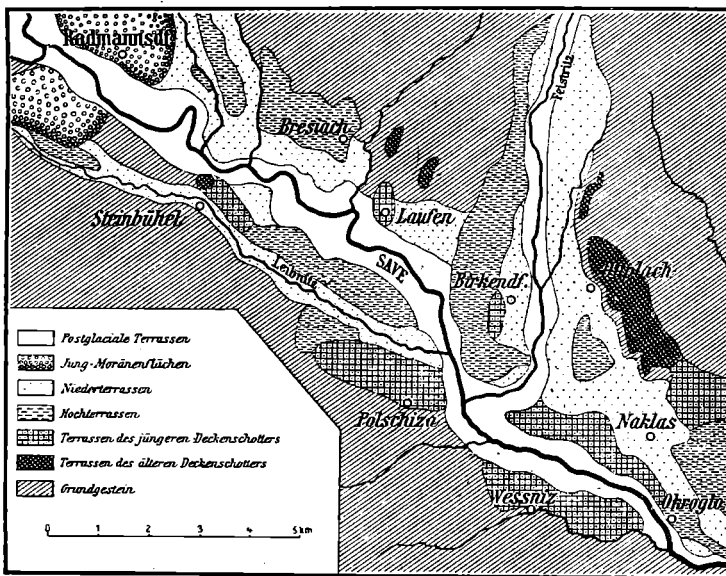


Fig. 126. Übersicht der Verbreitung der Niveaus der vier fluvio-glazialen Schotterterrassen an der Save zwischen Radmannsdorf und Krainburg. Masstab 1:150 000.

485 m westlich von Mitter-Birkendorf, die sich 20 m über die Hochterrasse erhebt. Dem Niveau nach ist hierher auch die ausgedehnte Terrasse östlich von Steinbühel zu rechnen¹⁾, die allerdings nicht aus Nagelfluh, sondern aus Kalkstein mit grossen Dolinen besteht. Auf ihrem Westende klebt, sich etwas über das Niveau heraus erhebend, ein kleiner Rest Nagelfluh; ob er dem jüngeren oder dem älteren Deckenschotter zuzurechnen ist, sei dahingestellt. Älterer Deckenschotter liegt im hochgelegenen Conglomerat bei Siegersdorf vor sowie im Conglomerat bei Unter-Duplach. Nach Südosten schliesst sich hier eine aus jüngerm Deckenschotter aufgebaute Terrasse an.²⁾

1) Dieselbe ist in unserem Kärtchen dementsprechend auch als Terrasse des Niveaus des jüngeren Deckenschotter verzeichnet.

2) Die österreichischen Geologen, so noch jüngst F. Teller auf Blatt Eisenkappel und Kanker 1:75000 (1898) und in den dazu gehörenden Erläuterungen, haben unsere Deckenschotter als obermiocäne Conglomerate ausgeschieden. Ihnen folgt J. Wentzel. (a. a. O.)

Die vier Glacialschotter an der Save.

Der Aufriss Fig. 127 zeigt die vier Schotter im Savethal zwischen Radmannsdorf und Krainburg in ihrem gegenseitigen Verhalten, das genau dem uns von der Nordseite der Alpen so gut bekannten entspricht. Moränen habe ich nur in Verbindung mit dem Niederterrassenschotter gefunden. Der steile und z. T. etwas unregelmässige Anstieg, den der Hochterrassenschotter in der Nachbarschaft der Jung-Endmoränen zeigt, verrät aber, dass auch er nicht weit von den zugehörigen Moränen zum Absatz gekommen ist. Da wir nach Analogie auch für ihn, wie für die beiden Deckenschotter eine fluvioglaciale Entstehung annehmen dürfen, ergibt sich auch für das Savegebiet eine viermalige Vergletscherung.

Übertiefung und alte Thalbodenreste im Savethal.

Trogform und Übertiefung sind im Savethal gut ausgesprochen. Steil steigen die Thalwände auf, um in der Höhe sanfteren Böschungen Platz zu machen. Von Tarvis bis Lenggenfeld ziehen Gesimse, z. T. von erheblicher Breite, dem Thal entlang. Bei

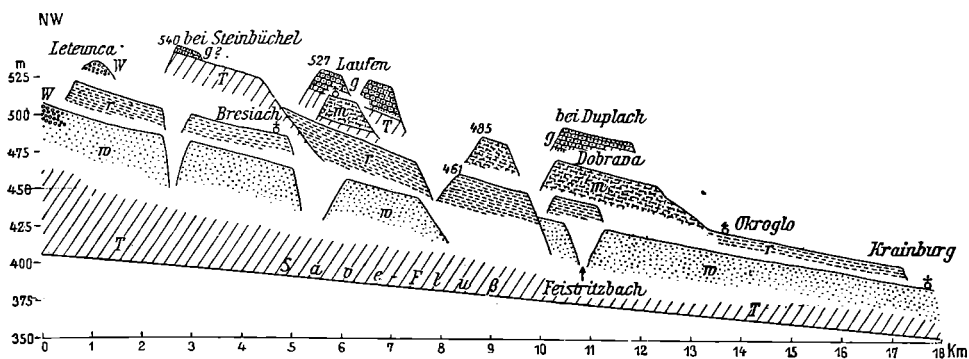


Fig. 127. Aufriss durch die vier Glacialschotter an der Save zwischen Radmannsdorf und Krainburg. Längen 1 : 150 000, Höhen 1 : 10 000.

W Jungmoräne; w Niederterrassenschotter; r Hochterrassenschotter; m jüngerer, g älterer Deckenschotter; T Grundgestein.

Tarvis in 940 m Höhe Terrassen bildend, erheben sie sich nach Osten; bei Ratschach liegen sie, an der Südseite besonders schön entwickelt, in 1070 m Höhe, bei Wurzen wieder an der Südseite in 1030 m. Sie zeigen eine Wasserscheide an, die ungefähr in der Gegend der heutigen gelegen war, vielleicht um einige wenige Kilometer nach Osten verschoben und dabei 200 m höher. Nach Osten zu senken sich die Gesimse; in Kronau in 950 m an beiden Thalgehängen, etwas tiefer weiterhin auch bei Mitterberg prächtig entwickelt, liegen sie bei Lenggenfeld in 800—850 m. Weiterhin sind sie weniger deutlich, aber immerhin Assling gegenüber gut in 720 m zu erkennen. Etwa in 650—700 m Höhe erreichen sie das Becken von Radmannsdorf. Stufenmündungen der Seitenthäler markieren die Übertiefung; gerade die kleinen Thäler des Nordgehänges weisen hohe, von Klammern zerschnittene Stufen auf, so die Thäler der Bäche bei Mitterberg. Weit niedriger sind die Stufen an den Mündungen der grossen Thäler, die von den Julischen Alpen herabziehen und selbst dem Savegletscher grosse Eismassen zuführten, wie das Planitza-, das Pischenza- und das Uratathal. Diese Thäler, dann auch die zur Gailitz sich entwässernden grossen Thäler (Schlitz-, Römer- und Lahnthal) und das der Fella tributäre Thal der Seisera, sind selbst in Trogform unter die alte Landoberfläche eingetieft.

Alte Landoberflächen in der Umgebung des Beckens von Radmannsdorf.

Auch im Becken von Radmannsdorf sind Reste dieser alten Landoberfläche erhalten; die Felsrücken in der Umgebung des Veldesers Sees (um 650 m hoch) und die ausgedehnten Tertiärhöhen zwischen Vigaun und Möschnach im Westen und dem Thal der Neumarktler Feistritz im Osten lassen sie leicht erkennen; sie liegt im Norden am Fuss der Karawanken bei 600 m und senkt sich zur Save auf 500 m. Tiefer noch liegen weiter unterhalb die Tertiärhöhen zwischen Feistritz und Kanker (540—500 m). Steht man z. B. auf der Strasse von Radmannsdorf nach Steinbühel, dort, wo sie in Windungen den Berg erklimmt, so tritt das alte Niveau trefflich hervor. Gerade von hier aus erkennt man aber auch eine noch höhere Landoberfläche, deren Reste im Begunschitza-Thal nordöstlich von Vigaun in 900—1000 m Höhe entwickelt sind. Es ist das wohl dem Niveau nach dieselbe alte Landoberfläche, der auch die Hunderte von Quadratkilometer fassenden Plateaus des Ilowcawaldes und des Mesnovec vrh zu beiden Seiten des Wocheiner Thales, desgleichen das kleinere der Mozaklja zwischen Rothweinthal und Savethal angehören. Der verschiedene Erhaltungszustand — nördlich von Vigaun schmale Riedel zwischen zahlreichen Schluchten, bei den Ausläufern der Julischen Alpen wellige Plateauflächen — führt sich auf petrographische Unterschiede zurück: zur Verkarstung neigende Kalksteine in schwebender Lagerung in den Julischen Alpen, mehrfach wasserundurchlässige mehr gefaltete Gesteine in den Karawanken.

Ist diese hohe Landoberfläche sehr alt und mindestens wohl unserer pliocänen am Südfuss der Ostalpen, wahrscheinlich aber der miocänen des Karstes gleich zu stellen, so ist die tiefere sicher weit jünger, wie sich schon daraus ergibt, dass sie die dislocierten Schichten des Miocäns abschneidet, die im Becken von Radmannsdorf und Krainburg zur Ablagerung kamen. Da wir auf ihr, die damals im Bereich des Beckens von Radmannsdorf ein Thal von ganz flachem Querschnitt bildete, den älteren Deckenschotter aufrufen sehen, müssen wir sie als präglacial ansprechen.

Im Savelängsthal liegt die heutige breite, glacial ausgestaltete und durch postglaciale Accumulation erhöhte Thalsohle 150—200 m unter der präglacialen. Im Becken von Radmannsdorf bei Laufen beträgt der gesamte Effekt der quartären Thaleintiefung zwar noch 120 m, wovon aber 70 m auf die Postglacialzeit entfallen. Die Oberfläche der unverletzten Niederterrassen, wie sie am Schluss der Eiszeit bestanden, liegt dagegen nur 50 m unter der präglacialen Landoberfläche bei Laufen. Hier unterhalb des Gletscherendes haben in der Quartärzeit fluviatile Erosion und fluvioglaciale Accumulation mehrfach miteinander gewechselt; jene 120 m ergeben die Differenz zwischen beiden, und zwar wirkte eintiefend hier die Flusserosion; sie schuf in den Interglacialzeiten Thalsysteme, die in der folgenden Eiszeit durch die fluvioglacialen Schotter verschüttet wurden. Diese zeigen dementsprechend sehr wechselnde Höhenverhältnisse ihrer Sohle.

Übertiefung und alte Landoberflächen in der Wochein.

Auch das Thal der Wochein zwischen St. Johann am See und Vellach ist übertieft, wie die Stufenmündungen der Thäler der Korita und der Blatnica zeigen. Terrassen, die dem so angedeuteten präglacialen Thalniveau entsprechen, haben sich nur am Ausgang ins Becken von Radmannsdorf in 650 m Höhe, dann in der Umgebung von Wocheiner Feistritz in 700—800 m Höhe erhalten. Hier gewinnt im Bereich der weichen in die Faltung in vollem Umfange einbezogenen Schichten des älteren

und mittleren Tertiärs das präglaciale Thal grössere Breite. Sonst treten Terrassen ganz zurück und in den Vordergrund tritt die weit ältere tertiäre Landoberfläche, die in den verkarsteten Plateaus des Ilovca-Waldes und des Mesnovec vrh vorliegt. In sie vor allem ist das Thal der Wochein eingesenkt; es trägt, wie das in Kalkgebieten, besonders solchen mit schwebender Lagerung der Schichten, so oft der Fall ist, weit mehr die Züge eines grossen Karstthales als die eines Glacialthales. Diese ältere Landoberfläche schwingt sich in Flächen, deren wilde Verkarstung mit wachsender Erhebung zunimmt, empor zu den Höhen des Kanjavec (2570 m) und Triglav (2863 m). In Form eines flachen Trichters ordnet sie sich, gegen die wasserscheidenden Kämme ansteigend, um den Anfang des Thals der Wocheiner Save herum, zu dessen Sohle sie in gewaltigen, bis zu 1200 m hohen Wänden abstürzt. So entsteht hier im Hintergrund der Wochein ein grossartiger Thalschluss, der an einen glacialen Trogschluss erinnert, aber doch viel zu gross für einen einfachen Trogschluss ist. Er ist durch Untergrabung der mächtigen Quelle der Savica entstanden, die am Fusse der Wand entspringt. In das tiefe Thal ist der Wocheiner See (Tiefe 40.4 m) gebettet. Er liegt im Bereich des alten Gletschers, der, wie wir sehen werden, an seinem Ostende Moränen aufgehäuft hat, und ist 200—250 m unter das Niveau des präglacialen Thalbodens eingesenkt. Er erscheint als das Zungenbecken des Wocheiner Gletschers zur Zeit des Bühlstadiums und dürfte daher trotz seiner Lage im Karstgebiete als Glacialwanne anzusprechen sein.

Die hochliegende alte Landoberfläche hat, soweit sie in der Eiszeit über der Schneegrenze lag, glaciäre Züge aufgeprägt erhalten; so sind Kare in die Rücken, die sich heraus erhoben, eingefressen worden. Glaciäre Formen treten hier mit Karstformen in Kombination, während auf den tieferen, unvergletschert gebliebenen Hochflächen des Mesnovec die Karstformen allein herrschen.

Die Zungenbecken des Savegebietes.

Schwach ausgeprägt wie die Endmoränenzone des Savegletschers ist auch sein Zungenbecken, soweit es dem Becken von Radmannsdorf angehört. Das letztere selbst ist in seiner ganzen Anlage tektonisch; in ihm, das ein Ausläufer des Laibacher Beckens war, kamen marine Schichten des Miocäns zum Absatz. Diese sind freilich dort, wo der Gletscher lag, erheblich abgetragen worden und erscheinen nur tief in der Saveschlucht, während sie ausserhalb des Gletscherbereichs die Höhen zwischen Vigaun, Neumarkt, Möschnach und Laufen zusammensetzen. Eine teilweise Ausräumung der weichen Tertiärschichten ist also erfolgt; sie hat halt gemacht, wo am Südabfall der Karawanken zwischen Scheraunitz und Vigaun und am Ostabfall der Julischen Alpen entlang einer von Scheraunitz nach Süden verlaufenden Linie harte Gesteine als Umrahmung des tertiären Beckens erscheinen. Eine Wannenform fehlt aber gleichwohl, auch wenn wir uns die postglaciale Saveschlucht ausgefüllt und die Moränen und Niederterrassenschotter ergänzt denken. Als eine sanft von Norden, wo sie in 580 m Höhe liegt, nach Süden auf 500 m sich senkende wellige Ebene hat der Gletscher den Boden, auf dem er lag, hinterlassen. Erst am Ausgang der Thäler, aus denen die Eisströme ins Becken von Radmannsdorf traten, um hier zu einer flachen Zunge zu verschmelzen, stellen sich die Merkmale der Zungenbecken ein.

Am Ausgang des Wocheiner Thales liegt, in Dolomitifels eingesenkt, der Veldeser See (475 m, 30.6 m tief); gleich südlich stellt das erweiterte Thal der Wocheiner Save einen zweiten Ast des Zungenbeckens dar. Die Thalsohle liegt hier volle 80 m, im

Veldessee 60 m unter dem Niveau des Gletscherbodens bei Lees oder Radmannsdorf. Felskuppen ziehen von Veldes im Bogen um den See und über die Höhe der Straza und des Strgavnik nach Süden und bilden einen sich quer vor das Zungenbecken legenden, heute mehrfach unterbrochenen Felsriegel.

Analog verhält sich das Wurzener Savethal; auch hier treten die Formen des Zungenbeckens erst am Thalausgang bei Jauerburg auf und auch hier legt sich vor den etwas erweiterten Thalausgang ein Felsriegel, der Hom mit dem Vitingar hrib. Innerhalb dieses Riegels befindet sich die glaciale Thalsole bei Jauerburg etwa 50 m unter der Höhe des benachbarten alten Gletscherbodens im Becken von Radmannsdorf. Endlich weist auch, wengleich der kleineren Dimensionen des Gletschers wegen in geringerer Ausprägung, das Rothweinthale an seinem Ausgang bei Kernitz die gleichen Züge auf. Auch hier sperrt ein teilweise zerstörter Felsriegel, z. T. von Moränen gekrönt, das Zungenbecken ab, dessen Sohle (620 m) allerdings höher liegt als der allgemeine Gletscherboden des Radmannsdorfer Beckens.

Wenn wir in dieser Weise die Zungenbecken durch Riegel gesperrt sehen, so dürfen wir diese nicht mit den Riegeln in Parallele stellen, die so oft am Austritt eines Seitenthales, dessen Stufen krönend, auftreten. Die Riegel verdanken ihren Abfall gegen das Becken von Radmannsdorf einer selektiven Erosion; ihr Ostabfall bzw. Südabfall fällt ungefähr mit der oben geschilderten Grenze des Auftretens der weichen miocänen Schichten zusammen, die, wie wir oben sahen, weggeräumt wurden. So wurde die eine Seite des Riegels freigelegt. Die andere aber, die thalaufwärts schaut, markiert das Ende des Zungenbeckens, wo die Glacialerosion rasch und plötzlich abnahm. Die Tatsache, dass dem vereinigten Savegletscher ein gemeinsames Zungenbecken fehlt und jede der Komponenten desselben ihr eigenes Zungenbecken besitzt, zeigt uns, dass die Vereinigung nur eine kurzdauernde war und dass die aus der Vereinigung entstandene breit auseinandergeflossene Gletscherzunge über keine nennenswerte erosive Kraft mehr verfügte. Auch bei den früheren Eiszeiten scheint es nicht anders gewesen zu sein. Sonst hätte sich am Boden des Beckens von Radmannsdorf das weiche Tertiär nicht wohl halten können.

Glaciale Umgehungsrippen.

Eigentümlich ist das Thalnetz zwischen Wurzener und Wocheiner Save. Gegen Lengenfeld im Savethal konvergieren drei am Triglav entspringende Täler: das Urathal, das Kotthal und das Kermathal. Aber nur das erstgenannte sendet heute seine Wasser über eine niedrige Stufe direkt der Save bei Lengenfeld zu. Die anderen entwässern sich durch das leicht gewundene Rothweinthale nach Südosten. Die Wasserscheide (848 m), die Kotthal und Kermathal vom untersten Teil des Urathals trennt, erhebt sich nur 60 m über die Sohle des ersteren; sie besteht, wie mir Herr Prof. Dr. N. Krebs in Wien mitteilt, aus einer Kalknagelfluh mit hangender Moräne. Diese Bildung wurde in einer Rückzugsphase der Vergletscherung von den Triglavgletschern hier abgesetzt. Ist so die Sperrung des alten Thalausgangs auf glaciale Verbauung zurückzuführen, so dürfte andererseits auch das Eis den neuen Weg nach Südosten durch Erniedrigung einer Wasserscheide, die hier bestanden haben muss, eröffnet haben. Das Eis des Kot- und Kermathals wurde durch den im Savethal liegenden Hauptgletscher zum Abfluss nach Osten gezwungen. So entstand am Rothweinsattel zwischen Urata- und Kotthal eine neue Wasserscheide von labilem Charakter gleicher Art wie zwischen Natisone und Isonzo (S. 1039).

Sind es hier Accumulation und Erosion des Eises, die die Verlegung der Wasserscheide bewirkten, so ist der Durchbruch des Rothweimbaches in seinem Unterlauf am Vitingar hrib durch die Schmelzwasser festgelegt worden. Der Wocheiner Gletscher verlegte, wie seine Endmoränen zeigen, bei Retschitz den direkten Weg nach Osten¹⁾ und staute so den Rothweimbach. In den Stausee ergossen sich die Schmelzwasser des Rothweinthals und die einer kleinen Gletscherzunge, welche als Ausstülpung des Savegletschers am Nordeingang des Trockenthals zwischen dem Plateau der Mozaklja und der Höhe 852 m von Jauerburg nach Süden gegen Göriach zog. Bänderthone und darüber liegende teilweise schräg geschichtete Kalkschotter mit vereinzelt gekritzten Geschieben zeugen im Trockenthal von diesem Stausee. Die Deltaschotter bilden weithin eine deutliche Terrasse in 700 m Höhe, d. i. 66 m höher als heute die Wasserscheide im Trockenthal liegt. Der Stausee, der sonach gegen Süden und Osten, wie gegen Norden durch Eis aufgedämmt war, fand seinen Abfluss westlich vom Vitingar hrib, wo er eine genau in 700 m beginnende Erosionsschlucht eingeschnitten hat.

Dieser Stausee gibt uns die Möglichkeit, die zeitliche Zusammengehörigkeit der Endmoränen der verschiedenen Komponenten des Savegletschers zu erkennen: Als der Wocheiner Gletscher noch ein gutes Stück über den Veldeser See hinausging und bis zur Südseite des Vitingar hrib reichte, da war die Nordseite dieser Höhe, wo heute die Schlucht des Rothweimbaches sich findet, schon vom Savegletscher freigegeben. Der letztere endigte nicht südlicher als bei Dobrava.

Glaciale Conglomerate innerhalb der Zungenbecken.

Innerhalb der Zungenbecken des Savegletschers treten an zwei Stellen Schotter und Conglomerate von glaciale Habitue unter Moräne auf: unterhalb Jauerburg und bei Kronau. Die Schotter im Liegenden der Moränen zwischen Jauerburg und Lees haben wir schon S. 1049 erwähnt; sie erheben sich 40—50 m über den Fluss und gehören möglicherweise wie so viele in analoger Lage der Laufschwankung an.

Östlich von Kronau bei Loog am Südgehänge des Thales, etwa 30 m über die Thalsole sich erhebend, ist eine alte überaus stark verfestigte Moräne mit zahlreichen gekritzten Geschieben durch Steinbrüche erschlossen, in denen Mühlsteine gebrochen werden; es ist die einzige Moräne einer älteren Eiszeit, die wir im Savegebiet kennen gelernt haben; sie enthält neben Material der Julischen Alpen auch solches der Karawanken, ist also vom Gletscher des Hauptthales abgesetzt worden.

In der Wochein gibt Kossmat auf seiner Ende 1907 erschienenen geologischen Karte der Umgebung des Wocheiner Tunnels (Denkschr. math. nat. Kl. k. Akad. Wien Bd. 82) auf der Terrasse Simonovo (Dobrava), die sich westlich von Feistritz 60—80 m über die Savica erhebt. Terrassenschotter unter Moräne an, auflagernd im Westen auf Triaskalk, in der Mitte auf Tertiär. Ich habe 1887 über dem Anstehenden nur schotterige Moräne beobachtet. 120 m höher verzeichnet Kossmat auf der Tertiärrasse von Ravne „aldiluviale? Nagelfuh“. Ich habe sie nicht besucht.

Postglaciale und glaciale Verschüttung des Savethals.

Anders als das Isonzothal ist das Savethal ganz frei von Stufen; nirgends tritt oberhalb des Zungenendes im Thalboden selbst Fels zutage; vielmehr zeigen sich überall die Spuren einer Thalverschüttung. Schuttkegel an Schuttkegel bauen sich ins

1) So von mir in den Mitteilungen des Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins 1890 Nr. 20. erwähnt. Ebenso J. Sölch, Studien über Gebirgspässe. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde. XVII, Stuttgart 1908 S. 251.

Hauptthal hinaus und zwingen die Save zur Accumulation. Erst von Assling abwärts beginnt der Fluss einzuschneiden.

Das Bild ändert sich in dem Augenblick, wo wir die Wasserscheide von Ratschach (848 m) nach Westen überschreiten und ins Einzugsgebiet der Gailitz gelangen. Hier herrscht überall Tiefenerosion; diese aber schneidet in die Ablagerungen einer überaus mächtigen Thalverbauung aus lockerem Material ein, die das Becken von Tarvis erfüllt. Diese Verbauung, die deutliche Terrassen zusammensetzt, ist z. T. postglacial, wie schon Frech erkannte ¹⁾, z. T. aber auch glacial: über Moräne, über Bänderthon und Sand lagern Deltaschichten und über diesen horizontaler Schotter und darüber wieder Moräne. Die Deltaschichten fallen an der Vereinigungsstelle von Schlitzza und Weissenbach nach SW, am Weissenbach unweit der Kapelle St. Antonius nach S, in der oberen Schlucht des Weissenbachs bei Nesselthal nach NO. Der Abfluss der Gailitz war offenbar durch den im Gailitzthal liegenden Arm des Gailgletschers gesperrt und der Stausee dürfte nach Westen etwas unter 800 m über die seitdem durch postglaciale Schuttkegel um einige Meter erhöhte Wasserscheide von Saifnitz (797 m) zur Fella übergeflossen sein. Dieser Zustand muss lange gedauert haben, wie die Mächtigkeit der Ablagerungen zeigt. Später erfolgte ein erneuter Vorstoss des Eises, wobei die hangenden Moränen abgelagert wurden. Ein anderer Teil der Terrassen bei Tarvis ist postglacial. Wir werden S. 1070 sehen, dass auch nach dem Schwinden des Eises noch Staubildungen abgelagert wurden, als der in das Gailitzthal eingedrungene Ast des Gailgletschers bei Goggau endete. Erst als letzterer sich zurückgezogen hatte, begann die Gailitz, z. T. epigenetisch, einzuschneiden und schuf so die heutige Cañonlandschaft.

Spuren einer interglacialen Thalverschüttung.

Wie die Postglacialzeit im Savethal eine Periode der Thalverschüttung ist, so war es auch die Interglacialzeit, wie uns zwei Vorkommnisse lehren. Das eine ist der Rest eines Pischenza-Deltas, abgelagert in einem einst im Savethal existierenden in 830—840 m Höhe spiegelnden See bei Kronau, die zweite eine 200 m mächtige heute von einem Bach zerschnittene Schotteranhäufung im Uratathal, ein Analogon der heute im Lahnthal oberhalb der Weissenfelder Seen durch Zuschüttung des übertieften Thales entstehenden Ablagerungen.

Nördlich der Station Kronau erhebt sich ein kleiner langgestreckter Hügel etwa 90 m über die Thalsole; er wird von einem feinkörnigen Delta-Conglomerat aus kleinen weissen Kalkgeröllen, z. T. auch aus Kalksandstein aufgebaut, dessen Schichten unter 25—30° nach W fallen. Im Hangenden erscheint Grundmoräne des Savegletschers mit Geschieben aus den Karawanken und über dieser eine einförmige blockreiche Kalkmoräne, die aus dem von Süden her mündenden Pischenzathal stammt. Nach Westen zu verschwindet das Delta unter dem von der Passfurche der Wurzten herabgeschwemmten mächtigen Schuttkegel.

Das untere und mittlere Uratathal ist von einem mächtigen Conglomerat erfüllt, in das die heutige Thalsole tief eingesenkt ist. Diener bezeichnet das Conglomerat als Breccie; doch sind die Geschiebe mindestens kantengerundet.

Bühlstadium.

Die Julischen Alpen sind dasjenige Gebiet, in dem zuerst ein einheitliches Rückzugsstadium für eine ganze Anzahl grösserer Thalglaciers festgestellt wurde; die Höhe der

¹⁾ Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten. Zeitschrift d. Berliner Ges. f. Erdkunde XXVII, 1892. S. 383.

Schneegrenze wurde für sie übereinstimmend in 1700 m, 900 m unter der heutigen, gefunden¹⁾. Nach unserer gegenwärtigen Nomenklatur bezeichnen wir dieses Stadium als das Bühlstadium. Dasselbe ist auf der Nordseite der Julischen Alpen sowohl im Save- als auch im Fella- und Gailitzgebiet nicht weniger scharf entwickelt als an der Südseite, von wo wir es S. 1041 kennen lernten. Nachgewiesen wurde es im Fella-gebiet für den Seiseragletscher, im Gailitzgebiet für den Schlitzagletscher und für den kleinen Kargletscher am Braschnik, den Römerthalgletscher und den Lahngletscher, im Savegebiet für den Planitza- und Pischenzagletscher und den Wocheiner Gletscher. Die Schneegrenze ergibt sich mir heute nach den S. 599 angegebenen Methoden etwas tiefer, als ich sie 1891 fand, nemlich in rund 1600 m, etwa 900—1000 m unter der heutigen.

Indem ich auf meine Ausführungen von 1891 und die dort veröffentlichte Karte verweise, gebe ich hier nur einige Beobachtungen kurz wieder. Am schönsten sind die Bühlmoränen unweit von Tarvis am Ausgang des vom Manhart herabziehenden Lahnthals nördlich der Weissenfelder Seen erhalten. Man zählt hier 5—6 Endmoränenwälle, 3 noch auf dem Boden des Hauptthals, die anderen schon in der Nachbarschaft der Weissenfelder Seen im Lahnthal selbst. Zur Zeit der Ablagerung der äussersten dieser Endmoränen bog sich die Spitze des Lahngletschers im Hauptthal hammerförmig nach W und nach O um und drang nach O über die Station Ratschach-Weissenfels hinaus fast bis zur heutigen Wasserscheide zwischen Wurzener Save und Seebach vor. Die Endmoränen bestehen ausschliesslich aus den Gesteinen des Lahnthals und stellen eine fast vollkommen reine Kalk- resp. Dolomitmoräne dar, in der eckige Trümmer durchaus vorherrschen und gekritzte Geschiebe sehr selten sind. Sie treten dadurch in scharfen Gegensatz zu den Grundmoränen des Savegletschers, der früher das Hauptthal erfüllte. Eine solche ist an der Strasse nach Ratschach, nur 200 m östlich vom Ostende des Lahngletschers am Nordgehänge des Thales gut aufgeschlossen; sie besteht aus gerundeten und meist schön gekritzten Geschieben, unter denen sich Porphyr und viele Gesteine der Karawanken finden, die der Moräne im Gegensatz zu der weissen Kalkmoräne des Manhartgletschers ein buntes Aussehen geben.

Mächtige Endmoränen, die zuerst von Melling als solche erkannt wurden, sperren die beiden Weissenfelder Seen. Der innere Wall, der beide Seen trennt, enthält den grössten erratischen Block, den ich kenne. Es ist der auf der österreichischen Spezialkarte verzeichnete Rudolfsfels. Sein Inhalt berechnet sich zu 30000—50000 cbm. Dazu finden sich in unmittelbarer Nachbarschaft dieses Riesenblocks eine ganze Reihe ebenfalls gigantischer, wenn auch lange nicht so grosser Blöcke, die offenbar alle ihr Dasein ein und demselben grossen Bergsturz verdanken, der auf den Lahngletscher niederging. Die beiden Weissenfelder Seen erscheinen als Moränenseen.

Am Ausgang des Planitza-Thales liegen Endmoränen unmittelbar an der Bahn, die sie im Bogen umgeht. Die Endmoräne am Ausgang des Pischenza-Thales bei Kronau erwähnten wir S. 1058; im gleichen Thal beobachtete Herr Prof. Dr. Norbert Krebs, wie er uns mitteilt, weiter oben in 1150 m Höhe eine Endmoräne. Der Raibler Gletscher hat am unteren Ende des Raibler Sees eine Endmoräne aufgebaut, die schon v. Morlot und Dien erkannten. In der vom Wischberg herabziehenden Seisera, die bereits dem Fellagebiet angehört, zählte ich drei schon ziemlich im Hintergrund des Thales gelegene Endmoränenwälle. Am Braschnik hat ein Firnfeld bei der Luschari Alp in der Nähe der bekannten Wallfahrtskirche gleichen Namens eine Endmoräne aufgehäuft.

Die Endmoränen am Ostende des Wocheiner Sees sind nicht sonderlich gut entwickelt. Ihre tiefe Lage und die Grösse des Wocheiner Gletschers erklären sich durch die sehr ausgedehnten hochgelegenen Plateauflächen seines Einzugsgebietes.

Moränen des Gschnitz- und des Daunstadiums sind in den Julischen Alpen noch nicht festgestellt worden; sie müssen in den oberen Teilen der grossen Thäler und in den Karen gesucht werden.

1) Ed. Brückner: Die postglacialen Gletscher der Julischen Alpen. X. Jahresbericht der Berner geogr. Gesellschaft. Bern 1891. S. 157. Mit Karte.

Thal-Wasserscheide von Ratschach.

Mit den Endmoränen des Bühlstadiums ist die Entstehung der Thalwasserscheide von Ratschach, die das Savegebiet vom Gebiet der Gailitz trennt, eng verknüpft. Westlich von Ratschach liegen die überaus mächtigen Endmoränenmassen des Lahn-gletschers; sie greifen noch am Nordgehänge des Savethals empor. Östlich finden sich die Endmoränen des Planitzagletschers, die ebenfalls das Nordgehänge des Savethals berühren, während weiter im Osten wie im Westen die Gletscher des Bühlstadiums das Savethal nicht mehr erreichten. Zwischen den beiden Moränengürteln besteht ein toter Winkel, wo sich Abschwemmungsprodukte der Moränen und der benachbarten Gehänge schon während des Bühlstadiums ansammelten, ohne weggeführt werden zu können. Auf dem flachen Schuttkegel des Trebischabaches liegt hier heute die Wasserscheide.¹⁾

Die Wasserscheide von Ratschach wird nicht lange ihre Lage behalten. Wie wir S. 1058 sahen, ist infolge des tiefen Einschneidens der Gailitz auch der Seebach, der Abfluss des Lahnthals, im Westen der Wasserscheide zu kräftiger Erosion belebt worden, während die Save im Osten eher accumuliert. Eine Verschiebung der Wasserscheide nach Osten muss allmählich eintreten.

Vergletscherung der Steiner Alpen.

Östlich vom Becken von Radmannsdorf und Krainburg erhebt sich die Gruppe der Steiner oder Sannthaler Alpen. Radial laufen die Täler auseinander, um ihre Gewässer durch die Kanker, Feistritz und Sann nach Süden und Südosten der Save und durch die Vellach nach Norden der Drau zuzusenden. Im orographischen Aufbau wie in der geologischen Zusammensetzung gerade der kompakten höchsten Teile vorwiegend aus Triaskalken entsprechen sie der Gruppe des Triglav in den Julischen Alpen westlich des Radmannsdorfer Beckens, nur mit dem Unterschied, dass die Höhen überall rund 300 m geringer sind. Dem Triglav (2863 m) und dem Razor (2601 m) stehen in den Steiner Alpen der Grintoue (2550 m) und die Planjava (2392 m) gegenüber.

Dass diese Gruppe einst Gletscher getragen, war nach den Formen zu vermuten. Aber erst 1906 hat R. Lucerna in einer eingehenden Monographie die Vergletscherung in allen Einzelheiten verfolgt, so dass heute die Steiner Alpen zu den glacial am besten bekannten Gruppen der Alpen gehören. Ich selbst habe im Herbst 1907 der Gruppe nur einen flüchtigen Besuch machen können, der sich auf die Gletschergebiete der Kanker und der Vellach beschränkte. Es ergab sich eine Bestätigung der Beobachtungen Lucernas. Die beifolgende Tafel stellt die Ergebnisse Lucernas dar; sie ist mit einigen von ihm angegebenen Verbesserungen seinem Werk entnommen, doch durch die farbige Ausführung wesentlich plastischer gestaltet. Lucerna hat in dieser Karte zum ersten Mal den Versuch gemacht, in grossem Massstab ein kartographisches Bild eiszeitlicher Gletscher in der gleichen Weise zu geben, wie es topographische Karten von den heutigen Gletschern gewähren, nur dass er statt der Isohypsen der Gletscheroberfläche die der Gletschersohle bringt. Es bedurfte hierzu einer überaus eingehenden Untersuchung, die Lucerna während mehrerer Monate durchführte. Die Karte, die ausser

1) Vgl. auch Gumprecht, Zur Entwicklung der Wasserscheiden im Gebiet der Julischen Alpen. Petermanns Mitteilungen 1891, S. 95.

2) Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geographischer Jahresbericht aus Österreich, IV 1906, Wien S. 9.

14°30' östl. v. Greenwich

14°35'

14°40'

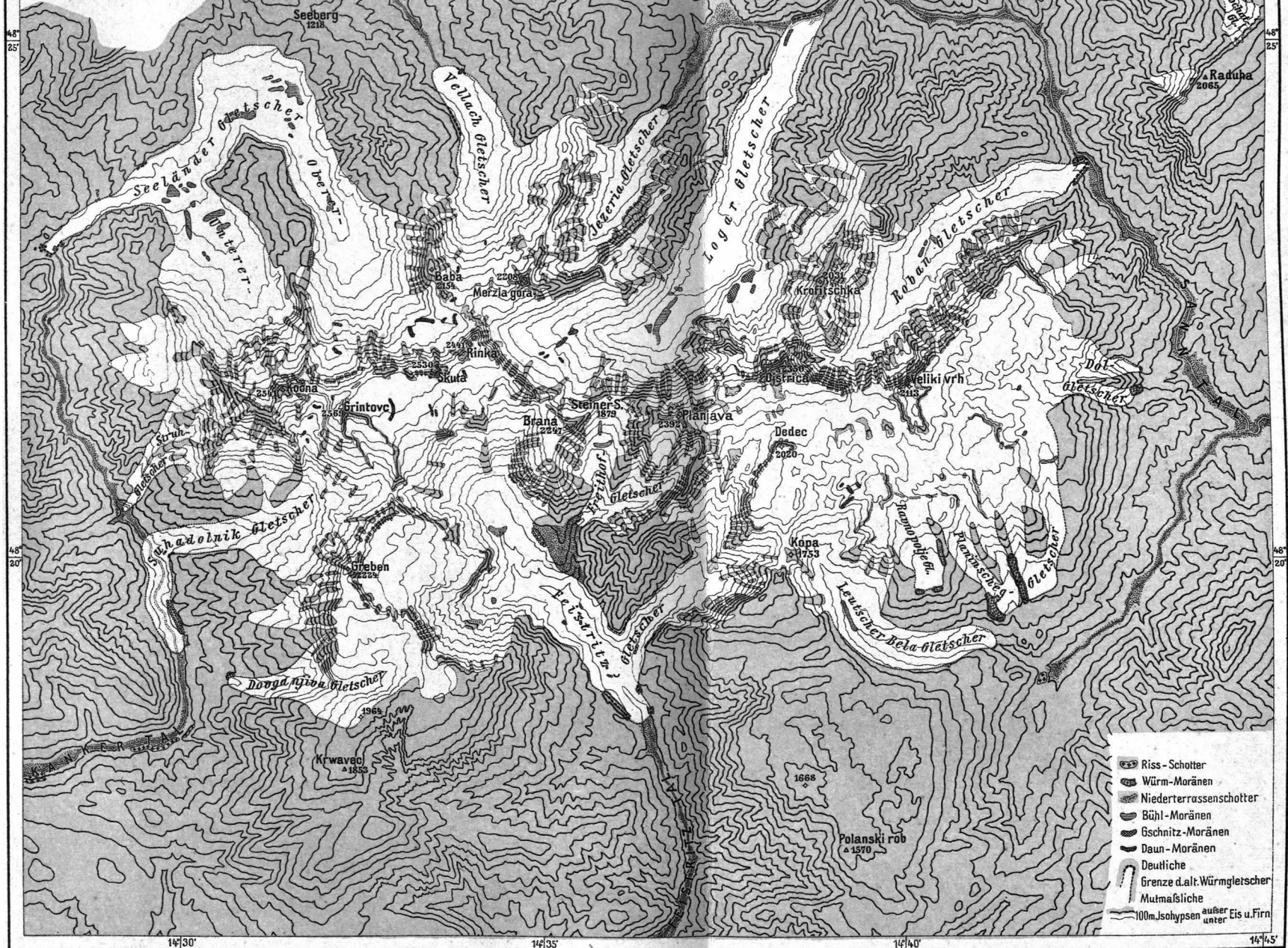
14°45'

Eiszeitkarte der STEINER ALPEN

1:100.000

von

Dr. Roman Lucerna



- Riss-Schotter
- Würm-Moränen
- Niederterrassenschotter
- Bühl-Moränen
- Gschnitz-Moränen
- Daun-Moränen
- Deutliche Grenze d. alt. Würmgletscher
- Muldfelsliche
- 100m Isohypsen außer Eis u. Firn unter

14°30'

14°35'

14°40'

14°45'

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km

den Gletschern des Maximums der Würm-Vergletscherung mit ihren Endmoränen, Nunatakern und apertn Kämmen auch die Endmoränen des Bühl-, Gschnitz- und Daunstadiums, dann auch die Niederterrassenschotter und die Reste des Hochterrassenschotter zeichnet, gibt Lucernas Hauptresultate so klar wieder, dass wir auf eine Schilderung derselben verzichten können.

Die Würm-Vergletscherung der Steiner Alpen ist entsprechend der um 300 m geringeren Höhen weit schwächer als die der Julischen Alpen. Die Gletscher der einzelnen Quellthäler vereinigten sich nicht zu einem einheitlichen Eisstrom, wie es der Savegletscher war, sondern blieben getrennt. Der längste, der Logar-Gletscher, hat nur eine Länge von 9 km erreicht; das entspricht der Länge, die der Planitza-Gletscher in den Julischen Alpen während des Bühlstadiums besass. Ähnliche Parallelen lassen sich viele ziehen. Es besass die Würm-Vergletscherung in den Steiner Alpen ungefähr die gleichen Grössenverhältnisse wie das Bühlstadium in den um 300 m höheren Julischen.

Moränen einer älteren Eiszeit hat Lucerna nicht feststellen können; in seiner Karte von 1906 sind Rissmoränen nur irrtümlich eingezeichnet, wie er uns mitteilt; sie sind daher in der hier beigegebenen Tafel fortgelassen. Dagegen hat er an mehreren Punkten neben dem Niederterrassenschotter, den er bis zu seiner Vereinigung mit dem Niederterrassenschotter der Save verfolgte, Hochterrassenschotter in typischer Lagerung gefunden. Er ist auf der Karte angegeben.

Mit Hilfe der von uns (S. 599) angegebenen Methode bestimmte Lucerna die Höhe der zeitlichen Schneegrenze für die Steiner Alpen zu 1500 m.

Stadien in den Steiner Alpen.

In reicher Verbreitung (vgl. Karte) konnte Lucerna in den Steiner Alpen Endmoränen der Rückzugsstadien nachweisen, vielfach im Zusammenhang mit Stadialschottern, die an ihnen in Form von Schuttkegeln entspringen. Er findet die klimatische Schneegrenze des Bühlstadiums in 1700 m. Die klimatische Schneegrenze des Gschnitzstadiums ergab sich zu etwas unter 2000 m. Nicht ganz entsprechend scheint uns der Wert von 2200 m für die Höhe der Schneegrenze während des Daunstadiums. Wir möchten ihn eher zu 2250—2300 m annehmen.

Lucerna scheut sich die Schneegrenze für die Südexposition in 2300 m anzunehmen, weil die Isohypse von 2300 m bereits in den Wänden verläuft und nach Richter in einem solchen Fall nur Schneehalden, aber keine Gletscher zustande kommen können. Wir vermögen dieser Argumentation nicht zu folgen. Wände deprimieren durch die Schneemassen, die von ihnen in die Thäler abstürzen, die lokale Schneegrenze unter Umständen weit unter die Höhe, die sie an derselben Stelle in einem normalen Thal oder gar an einem Gehänge haben würde. Wenn Lucerna für solche von Wänden gespeiste Gletscher in Südexposition eine lokale Schneegrenze in 2200 bis 2270 m findet, so mag die normale Schneegrenze bei gleicher Exposition leicht 100 m höher liegen. Auf diesem Wege kommen wir zu dem oben angegebenen Wert.

Lucerna gibt eine Statistik, die sehr lehrreich die Veränderung des Charakters der Vergletscherung beim Emporrücken der Schneegrenze zeigt. Es betrug in den Steiner Alpen die Zahl der

| | Thalgletscher | | Gehängegletscher | Kargletscher |
|-----------------|------------------|----------|------------------|--------------|
| | zusammengesetzte | einfache | | |
| Würm-Eiszeit | 2 | 8 | 3 | 1 |
| Bühlstadium | — | 9—10 | 8—9 | ? |
| Gschnitzstadium | — | — | 4 | 21—25 |
| Daunstadium | — | — | 2—3 | 13 |

Eiszeitliche Schneegrenze im Savegebiet.

Wir haben im Bereich des Savegletschers nur wenige Anhaltspunkte für die Bestimmung der Lage der eiszeitlichen Schneegrenze gefunden. In der Umgebung von Tarvis zeigten sich in 1500 m Höhe, also nur 130 m unter der oberen erratischen Grenze, Ansätze von Ufermoränen der Würm-Eiszeit. Es lag also in einem Stadium, das nur wenig kleiner als das Maximum der Würm-Eiszeit war, die Schneegrenze schon über 1500 m. Lucernas Resultate in den Steiner Alpen geben uns die Möglichkeit die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze genauer zuschätzen. An sich läge es nahe, sein Ergebnis ohne weiteres auf den benachbarten Savegletscher zu übertragen. Allein wir haben für die Zeit des Bühlstadiums die Schneegrenze in den Julischen Alpen 100 m tiefer gefunden, als sie gleichzeitig in den Steiner Alpen lag. Derselbe Unterschied darf auch für die Eiszeit, desgleichen auch für die jüngeren Stadien angenommen werden. Die Schneegrenze dürfte sonach im Savegebiet während der Würm-Eiszeit in 1400 m Höhe gelegen haben; sie teilte die Oberfläche des Savegletschers derart, dass das Verhältnis von Schmelz- zu Nährgebiet 1:1.5 war.

Die recente klimatische Schneegrenze in den Julischen Alpen bestimmte Richter zu 2600 m; etwas höher schätzt sie Lucerna über den Steiner Alpen. Es lag also die Schneegrenze im Bereich des Savegebiets in der Würm-Eiszeit 1200 m, während des Bühlstadiums 900—1000 m, während des Gschnitzstadiums 700 m und während des Daunstadiums 350—400 m unter der heutigen.

II. Der Draugletscher.

Von Albrecht Penck.

Entwicklung und Grenzen.

Einleitung. Geschichtliches. Oberstes Drauthal, Überfließen zum Piavegletscher. Becken von Lienz; Iselgletscher. Iselsberg und oberer Möllgletscher. Überfließen zum Gailthale. Gailthalgletscher. Gailitzdurchbruch unterhalb Tarvis. Überspringen der Übertiefung vom Drauthal zum Gailthal. Becken von Sachsenburg; Unterer Möllgletscher. Liesergletscher. Abzweigung im Millstätter Seethale. Eisfächer und Übertiefung im Klagenfurter Becken. Nordufer des Eisfächers; Oberer Gurkgletscher. Südufer des Eisfächers. Endmoränen am Magdalenaberg. Endmoränen der Nordostzunge. Endmoränen im Klagenfurter Becken nördlich der Drau. Endmoränen am Rinkenberge. Schotterfläche des Jaunthales und Endmoränen südlich der Drau. Zugehörigkeit der Endmoränen zur Würm-Eiszeit. Bemerkungen zur Karte des Draugletschers.

Einleitung.

Das Thal der Drau ist eines der längsten Alpenthäler; nur von dem des Inn wird es an Ausdehnung übertroffen und unter den Längsthälern ist es das erste. Weithin bezeichnet es die wichtige Grenze zwischen Zentralalpen und südlichen Kalkalpen. Jene bilden zunächst die gletscherbedeckte Kette der Hohen Tauern, welche mit ihren imposanten südlichen Vorlagen das obere Drauthal flankieren. Sie haben kein entsprechendes Gegenüber; an der Südgrenze des Draugebietes bleibt der lange Zug der Karnischen Alpen unter 2850 m und bringt es nirgends zu kräftigerer Thalentwicklung. Zwischen Hohen Tauern und Karawanken aber gibt es zwei Thäler: am Fuße der ersteren zieht sich das obere Drauthal entlang, am Nordfuss der Karawanken das Gailthal, das an Geradlinigkeit der Erstreckung seines Gleichen in den Alpen nicht findet. Der schmale, vornehmlich aus Triaskalken bestehende, oft durchbrochene Bergzug der Gailthaler Alpen schaltet sich zwischen das obere Drauthal

und das Gailthal ein; nur sein westlichstes Glied, die Lienzer Dolomiten, erreichen ansehnliche Höhe und kommen neben den Hohen Tauern als Nährer des Draugletschers in Betracht.

Dort, wo sich bei Villach Drau und Gail treffen, vollzieht sich ein Wechsel in den beiden Flanken des Draugebietes. An Stelle der Hohen Tauern treten im Norden die Gurkthaler Alpen, die jenen an Höhe und Formenreichtum weit nachstehen. 2500 m Höhe nirgends überschreitend, gehören sie nicht zu den Alpentheilen, die eine stärkere eigene Vergletscherung besaßen. Im Süden setzen sich die Karnischen Alpen in den Karawanken zwar auch in geminderter Höhe fort, aber diese bleiben zusammenhängend und weithin geeignet zur Entwicklung kleiner eiszeitlicher Gletscher. Das Mittelstück, der Zug der Gailthaler Alpen, bricht am Dobratsch ab; östlich von ihm öffnet sich das Becken von Klagenfurt, eine sich auf 400—500 m herabsenkende, bald hügelige, bald ebene Weitung, deren höchste Erhebungen an wenigen Punkten mehr als 1000 m Höhe haben, während ihre Umwallung durchschnittlich 1500 m überschreitet und in den Karawanken im Hochstuhl 2239 m erreicht. Hier wird der Drau von Norden her das weit verzweigte Flußsystem der Gurk tributär, das die Gurkthaler Alpen und die Westseite der Seethaler Alpen und der Saualpe entwässert; es ist über den Sattel von Neumarkt (888 m) ausgiebig gegen das Murthal geöffnet. Auch von Süden her erhält die Drau im Klagenfurter Becken einen grösseren Zufluss, die Vellach. Sie hat ihre Quellen im Gebirgsstocke der Steiner Alpen, der sich als ein Seitenstück zu den Julischen Alpen im Süden der Karawanken erhebt; letztere werden von der Vellach in ähnlicher Weise durchbrochen, wie weiter aufwärts ein Abfluss der Julischen Alpen, die Gailitz, zwischen Karawanken und Karnischen Alpen hindurch die Gail erreicht. Gailitz und Vellach sind die beiden einzigen Zuflüsse der Drau, die im Süden des stark gestörten Gebirgszuges der Karnischen Alpen und Karawanken im Bereiche flach gelagerter Triaskalke wurzeln.

Der dritte Abschnitt des Drauthales ist ein vielfach gewundener Durchbruch durch die breiten Rücken, welche das Klagenfurter Becken im Osten begrenzen und von der steirischen Bucht am Ostsaume der Alpen trennen. Zunächst erhebt sich der langgedehnte breitrückige Zug der Seethaler Alpen und der Saualpe. Angesichts der Gurkthaler Alpen ist er höher als 2000 m; am Ostende des Klagenfurter Beckens sinkt er aber unter 1000 m herab und reicht mit dieser Höhe südwärts über die Drau hinweg bis an das Ostende der Karawanken. Dann folgt der gleichgestaltete und gleichfalls 2000 m überschreitende Zug von Packalpe und Koralpe, dem sich südlich der Drau das niedrigere ziemlich isolierte Bachergebirge anschliesst. Zwischen Saualpe und Koralpe liegt das breite Lavantthal; es öffnet sich im Obdacher Sattel (951 m) in stattlicher Breite gegen das Murgebiet. Zwischen den südlichen Ausläuferu der Saualpe und dem Bachergebirge erstreckt sich das Misslingthal, aus dem tiefe Übergänge über die wenig hoch gelegene, aus älteren Tertiärschichten inselförmig hervorragende östliche Fortsetzung der Karawanken zum Savegebiete hinüberführen. Im Lavant- und Misslingthal begegnen wir marinen Tertiärbildungen, welche dem marinen Miocän des Wiener Beckens entsprechen; im Klagenfurter Becken erstrecken sich ausgedehnte obermiocäne Conglomeratbildungen kontinentalen Ursprungs; hier wie da haben wir es also mit einem Relief von hohem geologischen Alter zu tun.

Die drei hier unterschiedenen Abschnitte des Drauthales spielten in der Entwicklung der eiszeitlichen Vergletscherung eine verschiedene Rolle. Der obere stellte das Nährgebiet des grossen Drauthalgletschers dar. Im Klagenfurter Becken breitete sich seine Zunge aus, ohne von den umgebenden Höhen nennenswerte Zuflüsse zu erhalten. Durch den Durchbruch durch die östlichen Rücken erreichten seine Schmelzwasser den Fuss der Alpen. Aus dem Umstande, dass seine Zunge in einem Gebirgsbecken endete, das seinerseits ein hydrographisches Zentrum darstellt, ergeben sich mannigfache Abweichungen ihrer Entwicklung von der der grossen Eisfächer am Fusse der Alpen; die Tatsache ferner, dass sie sich innerhalb des Gebirges über jungtertiäre Schichten kontinentalen Ursprungs breitete, erheischt nicht bloss wie bisher zwischen präglacialem und heutigem Relief zu unterscheiden, sondern auch noch vormiocäne Formen ins Auge zu fassen.

Geschichtliches.

Der Nachweis eines eiszeitlichen Drauthalgletschers ist erst spät geführt worden. Wohl hat man frühzeitig schon die hier vorkommenden erratischen Blöcke wahrgenommen; wie Richard Canaval mittelt (Bemerkungen über die Glacialablagerungen der Gailthaler Alpen. „Carinthia II“ 1. 1902), haben die des windischen Grabens am Dobratsch schon im 18. Jahrhundert Aufmerksamkeit erregt; auch Leopold von Buch gedachte ihrer (Geognostische Briefe. Hanau 1824 S. 194). Aber jene ausgezeichneten Männer, welche bald nach Begründung der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien die geologische Übersichtsaufnahme Kärntens ausführten, waren mit dem Glacialphänomen nicht vertraut und standen einigermassen ratlos gegenüber den „Hochgebirgsschottern“, deren Auftreten sie vielfach beschäftigte. Wenn sie denselben jungtertiäres Alter zuschrieben, so geschah dies unter dem Eindrucke der Tatsache, dass in den grossen Thälern der Ostalpen, besonders in dem der Drau, Save und Mur, echt jungtertiäre Ablagerungen vorkommen, welche sich von den quartären Schotterterrassen durch unregelmässigeren Oberflächengestaltung unterscheiden. Wegen ihrer unregelmässigen Oberflächenformen wurden in vielen Fällen die Moränen zum jüngeren Tertiär gestellt, und um dessen vermeintliches Auftreten bis in grosse Meereshöhen zu erklären, wurden komplizierte Theorien über die Schwankungen und Bewegungen der tertiären Meere, z. B. von D. Stur (Über die Ablagerungen des Neogen, Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen und ihrer Umgebung. Sitzber. d. math.-nat. Cl. Akad. Wien XVI. S. 477 1855) aufgestellt. Durch F. von Hauers geologische Übersichtskarte 1:576000 der österreichischen Monarchie Bl. VI. haben diese irrigen Deutungen der Glacialablagerungen der Ostalpen, insbesondere der des Draugebietes, als Tertiär weite Verbreitung gefunden. War der theoretische Standpunkt jener älteren Geologen weit vom heutigen entfernt, so haben sie doch mit scharfem Auge beobachtet. Von ihren Berichten aber heben sich die von Peters durch eingehende Darstellung der Verbreitung erratischer Vorkommnisse besonders hervor; sie sind heute noch massgebende Quellen für die Darstellung der mannigfachen Verästelungen des Draugletschers (Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt VI 1855 S. 508, insbesondere S. 550—556. Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten. Ebenda VII 1856. S. 67. Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1855. Ebenda VII 1856 S. 629).

Die erste Erwähnung eines alten Draugletschers geschah durch Gabriel de Mortillet, welcher gelegentlich bemerkte, Spuren alter Gletscher im Drauthale bis unterhalb Klagenfurt gefunden zu haben (Note sur les dépôts glaciaires du versant méridional des Alpes. Arch. des Sc. phys. et nat. Genf. 1861, X. S. 34, bes. S. 38); aber dies hat nicht Beachtung gefunden. Den Nachweis des alten Gletschers führte erst Taramelli (Sugli antichi ghiacciai della Drava, della Sava e dell' Isonzo. Atti Soc. ital. Sc. nat. XIII. 1870, S. 224), welcher Moränen zwischen dem Wörther und dem Ossiacher See auffand und das Ende des Gletschers in der Gegend von Bleiberg richtig mutmasste. Bald danach und unabhängig von Taramelli erkannte H. Höfer die Gletscherspuren der Gegend von Klagenfurt (Spuren der Eiszeit in Kärnten. Neues Jahrb. f. Min. 1871. S. 126. Studien aus Kärnten. III. Die Eiszeit in Mittelkärnten. Ebenda 1873. S. 128. Die Felsentöpfe (Riesenkessel) bei Pörschach in Kärnten. Ebenda 1878. S. 1); er hat auch später das Ostende des diluvialen

Draugletschers in Kärnten näher beschrieben (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. XLIV. 1894 S. 533). Wesentlich auf ihm fusst die Darstellung von Zwanziger (Die Eiszeit Kärntens. Carinthia LXIII 1873) und teilweise die von Seeland (Die Gletscherspuren am Wörther See. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1878, S. 99; Über die Diluvial- und Alluvialzeit. „Carinthia“ 1880. LXX. S. 225). Seeland danken wir ferner den Hinweis auf manche Einzelheit (Neue Gletscherschliffe auf dem Thomasberge bei St. Margarethen. Mitteil. d. Sect. f. Naturkunde des österr. Touristenklub I. 1889, S. 57. Der neue Gletschertopf bei Jerolitsch am Nordufer des Wörther Sees. Der Gletscherschliff auf der Friedelhöh 733 m. „Carinthia II“ Nr. 5 u. 6, 1895).

Alle die erwähnten Arbeiten beziehen sich lediglich auf das Klagenfurter Becken. Über die Entfaltung des Draugletschers im Bereiche der Gailthaler Alpen hat zuerst Frech Mitteilungen gemacht (Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde Berlin XXVII. 1892, S. 349); er hat ferner auf seiner geologischen Karte der Karnischen Alpen, welche seinem Werke über die Karnischen Alpen (Halle 1894) beiliegt, die Verbreitung von Moränen und Glacialschottern übersichtlich angegeben und damit zugleich gezeigt, dass die Verbreitung der jüngeren Tertiärablagerungen hier weit unbedeutender ist als die älteren Geologen angenommen hatten. Eine übersichtliche Darstellung über den Verlauf des Draugletschers in jenen Gebirgstheilen hat dann Karl Prohaska auf Grund zahlreicher, bereits 1884/88 von ihm gemachter Beobachtungen gegeben (Spuren der Eiszeit in Kärnten. Mitteil. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1895, S. 260). Seither hat die geologische Neuaufnahme des Zuges der Karnischen Alpen, welche Georg Geyer für die geologische Reichsanstalt in Wien ausführte, wertvolle Einzelbeobachtungen auch über die Glacialgebilde geliefert (Über die geologischen Verhältnisse im Pongau Abschnitt der Karnischen Alpen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XLVII 1896. S. 127. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. Ebenda XLVII. 1897. S. 295. Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitte der Karnischen Alpen. Verhdlgn. k. k. geol. Reichsanst. 1899, S. 89. Geologische Aufnahmen im Weissenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). Ebenda 1901. S. 113. Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. Ebenda 1903. S. 166), sowie zu einer genauen Kartierung derselben auf den Blättern Oberdrauburg-Mauthen und Sillian-S. Stefano der „geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder“ (Wien 1901 und 1902 mit Erläuterungen) geführt. Fasste Geyer auf dem erstgenannten Blatte noch Glacialschotter und Moränen zusammen, so führte er auf dem letztgenannten deren Sonderung durch.

Eine gleich eingehende Berücksichtigung haben die Glacialgebilde auf Tellers ausgezeichneter geologischer Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Wien 1895) nicht gefunden, welche nunmehr die Halbblätter Völkermarkt und Unterdrauburg und die Vollblätter Eisenkappel und Prassberg der von der k. k. geologischen Reichsanstalt herausgegebenen geologischen Karte von Österreich bildet. Teller hebt an Quartärbildungen lediglich Terrassenbildungen der Diluvialzeit hervor und betont in den ausführlichen Erläuterungen zu den beiden letztgenannten Kartenblättern, bei deren Aufnahme glaciale Gebilde nicht gefunden zu haben, obwohl solche auf dem Blatte Eisenkappel nicht fehlen. Terrassendiluvium ist auch die einzige Quartärablagerung, welche das von Teller und Dreger aufgenommene Blatt Pragerhof und das von Dreger allein bearbeitete Blatt Pettau der genannten Karte ausserhalb des Gebietes des alten Gletschers zur Darstellung bringen. Hier hat Franz Heritsch seither versucht, vier verschiedene fluvioglaciale Terrassen zu unterscheiden, die er der Günz-, Mindel-, Riss- und Würmeiszeit zuwies. Die beiden jüngsten verfolgte er bis zum Moränengebiete. (Die glacialen Terrassen des Drauthales. „Carinthia II“ Nr. 4 1905). Diese Unterscheidung hat Heritsch jüngst weiter ausgebaut (Glaciale Studien im Vellachgebiete. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien 1906 S. 417) und sie kürzlich (Bemerkungen zum Glacialdiluvium des Drauthales. Verhdlgn. k. k. geolog. Reichsanst. 1907 S. 214) gegenüber Ausführungen von Dreger (Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten. Ebenda 1907 S. 87) verteidigt. Inzwischen hat R. Lucerna die „Gletscherspuren in den Steiner Alpen“ (Geographischer Jahresbericht aus Österreich VI. 1906 S. 1) untersucht; seine gediegene Arbeit greift mehrfach ins Draugebiet hinein. Hans Angerer hat von diesen neueren Untersuchungen ein kritisches Referat voller richtiger Bemerkungen gegeben. (Neue Studien im Gebiete des Ostendes des diluvialen Draugletschers. „Carinthia II“ Nr. 4. 1906.)

Wertvolles zur Kenntnis des alten Draugletschers haben neuere geomorphologische Untersuchungen gefördert. Ed. Richter hat nicht bloss die Seen des Draugebietes ausgelotet (Atlas der österreichischen Alpenseen, herausgegeben von A. Penck und Ed. Richter. II. Lieferung. Seen

von Kärnten, Krain und Südtirol. Wien 1896), sondern sich auch über die Entstehung einiger geäussert (Seenstudien Geogr. Abh. VI. 2. 1897). Seine „Geomorphologischen Untersuchungen in den Hochalpen“ (Peterm. Mitt. Erg. Heft 132) gehen ferner bei Erörterung des Karproblems auf die kleinen Gletscher des Draugebietes ein. Johann Sölchs „Studien über Gebirgspässe mit besonderer Berücksichtigung der Ostalpen“ (Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde XVII. 2. 1908) legen an Beispielen aus dem Draugebiete die Bedeutung der alten Gletscher für die Entstehung verschiedener Pässe des Drauthalgebietes dar.

In folgendem verweisen wir auf die Schriften durch die Jahreszahl ihres Erscheinens bei Nennung ihrer Verfasser und führen die noch in Betracht kommenden Arbeiten einzeln an.

Meine eigenen Untersuchungen wurden vornehmlich in den Jahren 1887—1891 ausgeführt; sie beschränken sich auf das Klagenfurter Becken und das Drauthal. In den Hohen Tauern und im Gailthale habe ich nur wenige Wanderungen vornehmen können; die Karnischen Alpen habe ich nie berührt. Die ersten Ergebnisse wurden 1890 veröffentlicht (Der Erfolg des Preisausschreibens der Sektion Breslau. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1890 Nr. 20), die Grenze des Draugletschers aber 1898 auf Blatt 31 der internationalen geologischen Karte von Europa verzeichnet. Seither habe ich 1904 und 1905 bei Exkursionen mit meinen Wiener Studenten Theile des Draugebietes berührt; darüber haben Hildegard Meissner (Bericht über die Alpenexkursion des Wiener geographischen Seminars im Juli 1904. Geogr. Jahrbes. aus Österreich V 1907. S. 80) und Otto Lehmann (Bericht über die Exkursion des Wiener geographischen Seminars nach Südost-Tirol im Juli 1905. Ebenda VI 1907. S. 82) Berichte erstattet. Otto Lehmann hat ferner in meinem Auftrage kurz vor Drucklegung dieses Abschnittes einzelne Begehungen vorgenommen, nachdem ich selbst einige solche Ostern 1908 ausgeführt hatte. Bei den letzteren war mir von grossem Werte, neu aufgenommene photographische Kopien der Blätter Villach und Klagenfurt sowie Völkermarkt (19 X. und 19 XI. mit Ausnahme von 19 XI. SO.) benutzen zu können, die mir durch ihre genaue Geländedarstellung auch bei der Ausarbeitung erheblichen Nutzen gewährten. Die oft bedeutenden Abweichungen der im folgenden gemachten Höhenangaben von denen der veröffentlichten Spezialkarten erklären sich grösstenteils hieraus; doch wurden auch gelegentlich bei Aneroid-Nachmessungen offenbar falsche Höhenangaben nachgewiesen und roh verbessert.

Oberstes Drauthal. Überfließen zum Piavegletscher.

Der grosse Drauthalgletscher hing im Quellgebiete der Drau am Toblacher Feld (vergl. oben S. 853 und die Karte S. 1073) ausgiebig mit dem Etschgletscher zusammen. Aber er erhielt von hier keine nennenswerte Speisung. Zwar sind in den Sextener Dolomiten im Bereiche der Drauquellen typische Gletscherthäler entwickelt; das Innerfeld- und Fischleinthäl sind echte Tröge, die, wie O. Lehmann berichtet, gleichsohlig in das Sextenthal münden; aber es geht von ihnen kein leicht kenntlicher Schwarm von Kalk- und Dolomitgeschoben drauabwärts. Wir müssen annehmen, daß die über dem Toblacher Felde bis fast 2400 m Höhe angeschwollenen Eismassen sich, sofern sie nicht im Rienzthale nach ^WOsten abflossen, über den Kreuzberg in das Piavethal ergossen und am Helm, an dessen Abfall wir die glaciale Rundung der Gehänge noch bis 2300 m Höhe verfolgen, nach Südosten abbogen (vergl. oben S. 957). Der Abfluss drauabwärts war durch vorgelagerte Eismassen gehindert. In der Tat trägt das Drauthal bis Lienz hin nicht den Charakter eines von großen Gletschern benutzten Bettes: es ist zwar übertieft und stufenförmig mündet das westliche Gailthal bei Sillian, aber es bleibt ziemlich enge und an seinen Flanken treffen wir die Überreste ansehnlicher Verbaungen mit Moränen und Schottern. Dieselben setzen, wie bereits von Frech und Geyer wahrgenommen, am Nordabfalle des Helm ein und ziehen sich von hier im westlichen Gailthal, dessen ausgezeichnete Stufenmündung unfern Sillian überkleidend, bis in die Gegend von Kartitsch. Eine deutliche, von Geyer 1903 erwähnte Moränterrasse findet sich ferner oberhalb Abfaltersbach am rechten,

und unterhalb des genannten Dorfes am linken Drauthalgehänge, wo sie zahlreiche Dörfer trägt. Zuflüsse aus den Zentralalpen drängten im obersten Drauthale die aus den Lienzer Dolomiten kommenden zur Seite und brachten zentralalpine Geschiebe, wie Geyer gleichfalls 1903 berichtete, auf die Höhe des Kosterberges (1900 m) am rechten Drauthalgehänge bei Wald. Hiernach kann man nach unseren bisherigen Erfahrungen über die Differenz zwischen Eishöhe und Höhe der erratischen Spuren auf eine Höhe der Gletscheroberfläche von etwa 2100 m schliessen.

Becken von Lienz. Iselgletscher.

Ein völliger Wechsel in der Scenerie des Drauthales vollzieht sich bei Lienz: das Thal biegt um und folgt der Richtung des einmündenden Iselthales, zugleich tut sich ein weites Thalbecken auf. Dieses aber erstreckt sich viel weiter an der Isel aufwärts als an der Drau selbst. Dazu kommt, dass oberhalb Lienz die Drau ganz namhaft steileres Gefälle besitzt als die Isel. Unverkennbar spielt bei Lienz das Drauthal gegenüber dem Iselthale die Rolle eines glacialen Nebenthales; wer die Eisenbahnfahrt im Drauthale aufwärts gemacht hat, erhält bei Lienz ganz den Eindruck, das Hauptthal zu verlassen und in einen steil ansteigenden Seitenast einzubiegen. So verrät sich sowohl in der Oberflächengestaltung des Landes als auch in der Entwicklung der Thalverbauung, dass der eigentliche Stamm des Drauthalgletschers vom Iselthalgletscher gebildet wurde, der die Eismassen der Venediger-Gruppe und ihrer südlichen Vorlagen aus dem Virgen- und Defereggenthale, die der westlichen Glocknergruppe aus dem Kalser Thale zuführte. Wir sind nicht darüber unterrichtet, wie hoch der Iselgletscher angeschwollen war; wir schliessen lediglich aus der Rundung der Bergformen in der Gegend des Kals-Matreier Thörls (2206 m), dass hier das Eis etwa 2300—2400 m Höhe erreichte. Aus dem Defereggenthale ist, wie Herr Dr. Otto Lehmann feststellte, Eis über den Staller Sattel (2055) und das Gsiesser Thörl (2200 m) zum Pusterthal hin in mehr als 2400 m Höhe geflossen (vergl. auch S. 854). Darnach dürfen wir die Gletscherhöhe im oberen Defereggenthale bei Erlsbach auf rund 2500 m schätzen. Bei Lienz dürfte die obere Gletschergrenze in 2100 m Höhe anzusetzen sein.

Iselsberg und oberer Möllgletscher.

Dicht unterhalb Lienz empfing der Draugletscher einen mächtigen Zufluss aus dem Möllthale, das sich über den Sattel des Iselsberges (1204 m) in stattlicher Breite gegen das Drauthal öffnet. Eine ganze Reihe von südlich gerichteten Gletscherschliffen auf einer Nordabdachung zwischen Winklern und der Passhöhe verrät, dass ein stattliches Überfließen von Eis vom Möllthale zum Drauthale stattgefunden hat. Aber am Südabfalle des Sattels laufen unfern Dölsach die Gletscherschliffe schon in der Richtung des Drauthales. Östlich vom Iselsberge verfolgte ich erratische Geschiebe am Abfalle des Ederplanes (1982 m) bis zu einer Höhe von 1800 m empor. Aber höher reicht noch die Rundung der Bergformen, welche im Bereiche des Gipfels des Ederplanes durchaus den Charakter von Rundhöckern tragen. Doch gelang es mir auf den leicht verwitterbaren Glimmerschiefern nicht, Gletscherschliffe zu erkennen. Immerhin möchte ich nicht daran zweifeln, dass das Eis über den Gipfel hinweggegangen ist und mindestens 2000 m Höhe erreicht hat.

Überfließen zum Gailthal.

Die mächtigen im Becken von Lienz zusammengeflossenen Eismassen fanden alsbald einen Ausweg aus dem Drauthale. Die Lienzer Dolomiten, welche die Süd-

flanke des Beckens bilden und dem hier befindlichen Gletscher eine Reihe von Zuflüssen sandten, hören bei Oberdrauburg auf. Östlich von ihnen erheben sich nur einzelne Gipfel über 2000 m, welche durch zahlreiche, zum Teil tief eingeschnittene Pässe von einander getrennt werden. In stattlicher Breite konnte hier das Drauthaler Eis nach Süden ins Gailthal hinüberfliessen, und zwar folgte es nicht nur dem tief eingeschnittenen Passe des Gailberges (970 m) und dem des Kreuzberges im Gitschtale (1096 m), sondern überschritt auch die dazwischen gelegenen hohen Joche, indem es die Berggehänge bis 1700 m hinauf mit erraticem Materiale überdeckte. Ein weiterer Ast schnitt im Weissenseetale das Drauknie von Sachsenburg ab und gesellte sich in der Gegend von Paternion wieder zum Draugletscher.

Zahlreiche Einzelbeobachtungen legen die zuerst von Prohaska in ihrem vollen Umfang erkannte Überflutung der Gailthaler Alpen durch den Draugletscher fest. Geyer (Text zu Blatt Oberdrauburg S. 75) fand erratische Blöcke auf dem Jukbühel und auf dem Jauken in 1700 m Prohaska Grundmoräne auf dem Jaukensattel in 1700 m Höhe. Nördlich des Weissensees fand ich auf dem Gipfel des Hohen Plenteliz noch in 1660 m erratische Geschiebe; weiter östlich notierte Geyer 1901 solche auf der Peloschenalpe in 1600 m, auf der Techendorfer Alpe in 1500 m, auf der Möslacher Alp nördlich Cavallar (Weissenbach) in 1550 m, am Berger Bauern nördlich Stockenboi in 1600 m Höhe. Südlich des Weissensees verfolgte einer meiner Schüler, Herr Dr. Josef Ure, am Laka (1856 m) Urgesteinsgeschiebe bis 1700 m, an der Jadersdorfer Ochsenalm (1818) bis über 1700, am Golz (2008 m) bis 1700 m; er traf solche auf der Höhe des Zlan Noek (1507 m). Am Möscher Sattel (1600 m) östlich vom Golz haben Frech, Prohaska und Geyer erratices Material beobachtet, die beiden letzteren auch am Abfalle des Spitzegels 2121 m gegen Hermagor. Den prächtigen von Prohaska 1895 erwähnten Gletscherschliff vom Gitschtaler Kreuzberge habe ich in Himmel und Erde IV. 1891 S. 84 abgebildet.

Gailthalgletscher.

Die in das Gailthal übergetretenen Massen des Draugletschers stiessen auf den hier befindlichen Gletscher. Dieser hing über dem Sattel von Kartitsch (1518 m) mit Eismassen zusammen, die ihm aus dem obersten Drauthalgletscher zufflossen, und wurde im wesentlichen von den kleinen Gletschern gespeist, welche den Lienzer Dolomiten nach Süden und namentlich den Karnischen Alpen nach Norden enströmten. Über seine Höhe im obersten Gailthale, das den Namen Lessachthal führt, sind wir nicht unterrichtet; jedenfalls war der Gailthalgletscher so schwach, dass er von den übergeflossenen Massen des Drauthalgletschers auf die rechte Thalseite gedrängt wurde. Aber er war doch stark genug, um das Eindringen jener Eismassen in die Karnischen Alpen zu hindern. Wir hören weder von Frech noch von Geyer, dass sich hier je zentralalpine Geschiebe gefunden hätten, während solche die Höhe der linken Thalflanke unterhalb des Lessachthales massenhaft bedecken. Prohaska hebt den Unterschied in der Geschiebebeschaffenheit beider Thalflanken entschieden hervor und berichtet, auf dem Gipfel des Schwarzwipfels südlich Hermagor (1510 m) lediglich Geschiebe von karbonem Gestein und Tonglimmerschiefer gefunden zu haben. Die zahlreichen Pässe, welche vom Gailthale ins Tagliamentogebiet hinüberführen, sind nicht von zentralalpinem Eise passiert worden; wohl aber dürfte auf ihnen ein namhaftes Überströmen Gailthaler Eises nach Süden erfolgt sein; dies dürfte (vgl. S. 1006) auf dem Plöckenpasse (1363 m) und den benachbarten niedrigen Einsattelungen geschehen sein, ebenso auf dem Sattel der Straninger Alm (1550 m), welcher gleichfalls einen Übergang in das Gebiet des Torrente But bildet. Gailthaler Eis ist über das

Nassfeld (1525 m), wo nach Brückner die erratischen Spuren sich bis 1650 m erheben, nach Pontafel zur Fella geflossen. Es brachte, wie Geyer 1896 mitteilte, Blöcke des oberkarbonen Quarzconglomerates dahin. Es konnte ferner in die bei Malborgeth mündenden Gräben bequem eindringen, liegen doch deren Quellen unweit Hermagor bereits am Nordfusse der grösseren Erhebungen der Karnischen Alpen, sodass wir aus dem Gailthale zu ihnen bequem in 1416—1460 m Höhe hinübergehen können. Der vom überfließenden Drau-Eise zur Seite gedrängte Gailgletscher war endlich kräftig genug, um zu hindern, dass sich längs der Gailitz von Tarvis her Eis der Julischen Alpen ins Drauthal ergoss. Bereits 1856 hat Peters beobachtet, dass auf den Sätteln östlich vom Gailitzdurchbruch Geschiebe des lichten Dachsteinkalkes gänzlich fehlen, welcher in den Julischen Alpen herrscht, während andererseits auch keine Spuren von kristallinischem Geschiebe vorhanden sind. Dabei lag, wie Brückner bereits S. 1006 berichtet hat, die Gletscheroberfläche hier noch so hoch, dass erratisches Material auf den Petsch (1511 m) gebracht wurde.

Die durch die Gailthaler Alpen zum Gailgletscher übergeflossenen Eismassen hielten sich auf der linken Thalseite und hier boten ihnen mehrere Pässe westlich des Dobratsch Gelegenheit, wieder zum Drauthale zurückzukehren. In besonderem Umfange scheint dies auf dem Sattel der Windischen Höhe (1102 m) zwischen Gailthale und Kreuzenthal geschehen zu sein, welcher das Gepräge einer Transfluenzstufe trägt. Geyer beobachtete 1901 am Tschekelnok (1897 m) westlich und auf der Badstube (1530 m) östlich vom Passe erratisches Geschiebe noch in 1530 bzw. 1500 m Höhe und sah auf der Hochfläche der Windisch Saag nördlich vom Passe in den dortigen Moränen Geschiebe von Unterkarbonsandsteinen, die aus dem Gailthale stammen müssen. Weiter ist Eis aus dem Gailthale nördlich des Dobratsch zum Draugletscher übergeflossen und hat im Bleiberger Graben sehr kalkreiche Moränen hinterlassen. Der Dobratsch (2167 m) selbst war daher vom Eise umflossen. An seinem Westabfalle brachte der Gletscher erratisches Material noch bis 1650 m, an seinem Ostabfalle nur wenig über 1500 m; die breite Gipffläche mit ihren Bohnerz-vorkommnissen ragte als gewaltiger Nunatak aus der Vergletscherung empor.

An der Einsattelung südwestlich vom Dobratschgipfel, die er als Thorsattel bezeichnete und zu 1558 m bestimmte, fand Peters (1856) erratisches Geschiebe; ich verfolgte es höher, bis 1650 m hinauf. Nach R. Canaval rühren die hier vorkommenden Grünsteingeschiebe aus dem Gebiete des Nötschgrabens her, wo ihr Muttergestein sich nicht über 1350 m erhebt. Sie sind also vom Eise bergan gefrachtet worden. Beim Abstiege vom Dobratsch gegen Villach fand ich hingegen erratisches Geschiebe nicht höher als Seeland (1878), nämlich unweit der Ottohütte in 1510 m. Höher finden sich hier am Berge Karstphänomene, namentlich Dolinen, und stellenweise auch zäher brauner Lehm mit Bohnerzen. A. W. Stelzner hat in letzteren eine Reihe verschiedener Mineralien nachgewiesen und hält sie für eigentümliche, unter Mitwirkung glacialer Prozesse entstandene Seifenablagerungen (Über die Bohnerze der Villacher Alpe. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst. 1887 S. 317.). Mir scheint, dass sie weit älter als die Glacialgebilde und ähnlich den Bohnerz-vorkommnissen auf den Kalkbergen bei Lunz, gleich denen des Dachsteingebietes und des Steinernen Meeres, alte Eluvialbildungen sind, die Überreste von Schottern enthalten.

Gailitzdurchbruch unterhalb Tarvis.

Der Umstand, dass im Klagenfurter Becken gar nicht selten Geschiebe von Porphyry auftreten, die ich meinte, aus Raibl herleiten zu müssen, sowie die weitere Tatsache, dass die Eishöhe bei Tarvis erheblich beträchtlicher war, als im Klagenfurter Becken, hat mich 1890 veranlasst, anzunehmen, dass das Eis der Julischen Alpen in ansehnlicher Mächtigkeit durch das Gailitzthal von Tarvis zum Gailthale

geflossen sei. Dieser Annahme ist Fritz Frech 1892 gefolgt. Seither hat jedoch Prohaska gezeigt, dass die Porphyrgeschiebe des Klagenfurter Beckens auch aus dem oberen Gailthale hergeleitet werden können, und wenn auch der Unterschied in der Höhenlage der Gletscheroberfläche bei Tarvis und im Klagenfurter Becken sich bei späteren Untersuchungen ganz ebenso herausgestellt hat wie anfänglich, so hat sich doch gezeigt, dass kein solcher Höhenunterschied zwischen der eiszeitlichen Gletscheroberfläche bei Tarvis und der im benachbarten Gailthale unfern Arnoldstein vorhanden ist, wo wir erratices Material am Ostabfalle des Dobratsch bis 1650 m Höhe verfolgten. Hiermit fallen die Argumente für ein Einströmen von Eis der Julischen Alpen ins Draugebiet und eine nähere Untersuchung des Gailitzdurchbruches zwischen Tarvis und Arnoldstein hat mich vergewissert, dass hier gewiss keine Eisbewegung von Süden nach Norden stattgefunden hat. (Vergl. oben S. 1046.)

Nirgends finden sich in unserm Durchbruche Blöcke der lichten Kalke aus den Julischen Alpen; die Moränen bestehen lediglich aus dem Material der Karnischen Alpen. Dabei ist das Thal eine Furche von ansehnlicher Breite, von deren Existenz allerdings der auf der Eisenbahn Reisende nichts bemerkt; denn in ihren Boden hat die Gailitz eine 60–100 m tiefe Schlucht eingeschnitten, an deren Flanken der Schienenstrang von Wien nach Italien führt. Den auffälligen Zug in der Scenerie des Thals bildet der Rücken von Goggau, der sich dicht oberhalb der Mündung des Wagenbaches in ansehnlicher Breite quer über das Thal legt und der Gailitz nur einen engen Ausweg in der berühmten Schlitzaschlucht von Tarvis gestattet. Dieser Rücken wird von deltaartig schräge geschichteten Schottern gebildet, welche gegen die Südseite hin fallen, und denen wir auch noch weiter südlich unmittelbar nördlich vom Bahnhofe Tarvis begegnen. Darunter lagern sich in beiden Fällen Moränen. Das Material der Deltaschotter stammt von Norden her; Gesteine der Julischen Alpen sind in ihm nicht vertreten. Es zeigt einen alten See von rund 780 m Spiegelhöhe an, der zur Post-Würm-Zeit in der Gegend von Tarvis existierte und der bei Saifnitz zur Fella abfließen konnte, falls hier die grossen Schuttkegel noch nicht existierten. Ein See von solcher Höhe könnte sich heute in der Gegend nicht mehr halten, da sich nördlich von unsern Schottern das Gailitzthal erstreckt. Wir können uns seine Entstehung nur unter der Voraussetzung erklären, dass dies weite Thal zur Zeit der Bildung der Deltaschotter noch von einer Zunge des Gailthalgletschers verschlossen war, während die Gegend von Tarvis bereits eisfrei geworden war. Hieraus ergibt sich, dass beim Schwinden der grossen Vergletscherung Gailthaler Eis sich noch bis beinahe Tarvis erstreckte, während das Eis der Julischen Alpen von deren Fuss bereits geschwunden war.

Dass entsprechende Zustände auch beim Anwachsen der Vergletscherung vorhanden waren und dass Gailthaler Eis im Gailitzthale bis beinahe Tarvis reichte, schliessen wir aus dem Auftreten der mächtigen z. T. deltaartig schräge geschichteten Schotter und Bändertone im Liegenden der Moränen von Tarvis, deren wir bereits S. 1058 gedachten. Sie erfüllen hier bis zu namhafter Höhe, alte Betten der Gailitz die der Fluss beim Wiedereinschneiden nicht wieder getroffen hat. Eine solche Verbaugung tritt immer in jenen Nebenthälern auf, deren Mündung der Hauptthalgletscher versperrte, noch ehe sie in ihrer ganzen Länge von ihren eigenen Gletschern betreten wurden. In der Tat mündet auch das Gailitzthal bei Arnoldstein stufenförmig in das Gailthal. Allerdings ist die Stufe stark zerschnitten, und im Einschnitte der Gailitz finden sich von Thörl an postglaciale Terrassen.

Der Rücken von Goggau selbst legt sich quer über einen nunmehr verschütteten Gailitzlauf; indem er den Fluss stark nach Osten verschiebt, ist dieser genötigt, hier in den festen Fels einzuschneiden. Infolgedessen ist die Thalausräumung bei Tarvis bei weitem weniger weit gediehen als unterhalb des Goggauer Rückens und das Thal macht im festen Triaskalk den von Frech 1892 geschilderten cañonähnlichen Eindruck. Die Deltaschotter fanden wir nur an der Südseite des Rückens, während sich an der Nordseite Moränen zu ansehnlicher Höhe erheben. Nichtausgeschlossen ist daher, dass der Rücken, teilweise wenigstens, sich mit der Endmoräne jener Zunge des Gailthalgletschers deckt, welche den Tarviser See aufstaute. Würde er höher sein, so würde er die Gailitz der Gail dauernd entfremdet haben und jene würde heute noch über Saifnitz zur Fella abfließen,

deren Oberlauf, nach den Verästelungen seiner Zuflüsse zu urteilen, ein abgegliedertes Gaillitzthal durchmisst.

Überspringen der Übertiefung vom Drauthal zum Gailthal.

Sehr bemerkenswert ist es, wie sich der Charakter des Drauthales dort ändert, wo von ihm aus Eis ins Gailthal hinübergeflossen ist, und wie sich das Aussehen des letzteren umgestaltet dort, wo seinen Gletschern so bedeutende Zuflüsse zu teil geworden sind. Das breite Becken von Lienz hört bei Oberdrauburg auf, von wo uns der erste tiefe Sattel ins Gailthal führt. Das Drauthal wird nunmehr schmaler, und wir haben bei Oberdrauburg sogar eine allerdings unbedeutende Enge; an sie knüpft sich eine der beiden Drauburgen, zwischen denen sich das Land Kärnten an der Drau erstreckt. Viel auffälliger noch ist der Wechsel in der Scenerie des Gailthales. Oberhalb Mauthen, wohin wir vom Gailberge herabsteigen, zieht sich eine ausgesprochene Stufe quer über das Thal. Frech hat sie sehr anschaulich geschildert: Oberhalb im Lessachthale ein hochgelegener Boden, in welchen die Gail samt ihren Nebenflüssen tiefe Schluchten einschneidet, unterhalb im eigentlichen Gailthale ein breiter versumpfter Thalboden, auf dem sich die Gail entlangschlingelt. Die Seitenthäler münden durchweg, wie Frech bereits hervorgehoben hat, stufenförmig. Unverkennbar lässt im Drauthale die Intensität der Übertiefung dort nach, wo seine Eismassen zur Gail hinüberflossen, und setzt die Übertiefung im Gailthale ein, wo dieses von jenen Eismassen erreicht wurde, nämlich sowohl von den zur Seite gedrängten Abflüssen der Lienzer Dolomiten, welche die von Geyer erwähnten Kalkmoränen des Gailberges ablagerten, als auch von den aus den Zentralalpen kommenden Gletschern. Es springt die Übertiefung gleichsam aus einem Thale in das Nachbarthal. Selbstverständlich hat die glaciale Erosion auf den dazwischen gelegenen Sätteln nicht ausgesetzt; sie hat dieselben vielmehr entschieden auch stark abgenutzt und die besonderen Bahnen, die das Eis über dem Gailberg und im Gitschthale einschlug, sind ihrerseits übertieft.

Frech findet — seine Ausführungen hierüber von 1892 wörtlich 1894 wiederholend —, die Annahme, dass auf der 47 km langen Thalstrecke des Gailthales unterhalb Mauthen bis zur Mündung des Gailthales in das Klagenfurter Becken eine etwa 200 m mächtige und 2 km breite Gesteinsmasse durch die diluvialen Gletscher ausgeräumt sei, müsse selbst extremen Anhängern der glacialen Erosion als etwas weitgehend erscheinen, und erklärt die in Rede stehenden Verhältnisse durch die Annahme, die Drau sei einst über den Gailberg geflossen, bis sie dann in ihren heutigen Lauf abgelenkt wurde. Frech schreibt die Übertiefung des Gailthales sohin der Drau zu. Hierdurch könnte zwar die Thalstufe zwischen Gail- und Lessachthal erklärt werden, aber nicht die Stufe zwischen Gailberg und Gailthal. Überdies scheint uns die Wassererosion durchaus ungeeignet, die Übertiefung einer so breiten Thalstrecke zu erklären.

Becken von Sachsenburg. Unterer Möllgletscher.

Ähnliche Züge wie bei Lienz wiederholen sich bei Sachsenburg. Hier macht die Drau ein zweites Knie und schlägt wiederum die Richtung ein, die ihr ein Seitenthal aufdrückt. Das infolge des Abschwenkens bedeutender Eismassen zum Gailthale hinüber enge gewordene Drauthal mündet bei Sachsenburg gleichsam in die breitere Furche des Möllthales, und letzteres offenbart sich in jeder Richtung als das Bett des stattlicheren Eisstromes. Ist zwar ein namhafter Teil des Eises aus dem oberen Möllthale schon über den Iselsberg zur Drau übergeflossen, so sind doch bedeutendere Eismassen dem Thale treu geblieben; sie wurden hier durch weitere Gletscher vermehrt, welche namentlich im Fragant- und Mallnitzthale vom Hauptkamm der Tauern, sowie in zahlreichen Gräben von der südlich gelegenen Kreuzeck-

gruppe herabkamen. So namhaft diese Zuflüsse aber auch waren, sie standen erheblich dem eigentlichen Möllgletscher nach: alle ihre Betten haben hochgelegene Stufenmündungen; auffallend ist namentlich die des Mallnitzthales. Wie hoch das Eis im Mölltale angeschwollen gewesen ist, müssen fernere Untersuchungen feststellen. Nach den Bergformen zu urteilen, reichte es bei Ober-Vellach bis etwa 1900 m.

Auch über die Höhe, in welcher sich die Oberflächen des Möll- und des Draugletschers bei Sachsenburg vereinigten, sind wir nicht sicher unterrichtet. Der schmale rundhöckrige Sporn, welchen das Goldeck (2139 m) dem Mölltale entgegenstreckt, zeigt weder auf der Plattenhöhe (1789 m) noch auf dem Alpenbühl (1759 m) irgendwelche Tauerngeschiebe, die hier auf dem Kalke leicht auffallen müssten. Erst ziemlich weiter abwärts stellen sich solche in grösserer Zahl ein. Auf der Ostseite des Goldeck verfolgte ich erratische Gesteine nur bis 1600 m; doch muss diese Zahl wohl als Minimalwert für die Eisoberfläche gelten, die ich nach den Formen in mindestens 1070 m Höhe mutmassen möchte.

Liesergletscher.

Wie unterhalb Lienz wird gleich unterhalb Sachsenburg dem Drauthale ein weiteres Seitenthal tributär: Dicht bei Spital führt ihm die Lieser die Abflüsse von der Ostseite der Hohen Tauern, sowie von den westlichen Gurkthaler Alpen zu. In das Lieserthal sind, wie wir sehen werden, über den Katschberg Eismassen aus dem Murtale, die mindestens bis 2100 m Höhe reichten, hineingeflossen. Gletscher erfüllten ferner die Thäler auf der Westseite der Gurkthaler Alpen; doch lehrt uns ihre Verbauung, namentlich die des Leobengrabens, dass diese Eismassen ziemlich stagnierend waren. Die eigentliche Speisung des Liesergletschers geschah durch den Gletscher des Maltathales, das von der Ankogelgruppe als ein typisches Trogtal herunterkommt, ausgezeichnet übertieft ist und scharf entwickelte Schlifffgrenzen erkennen lässt. Bei Gmünd endet der Maltathaltrog stumpf im Lieserthal, in ähnlicher Weise, wie die Tröge des Antholzer- und Ahrnthales im Pusterthale. Wir haben es auch hier mit einer Beckenmündung zu tun. Gegenüber derselben fand ich an den Ausläufern des Schirnock (2082 m) die höchsten erratischen Blöcke in kaum 1600 m Höhe; aber nennenswert höher reicht die Rundung der Gehänge, die sich allerdings hier nicht wie sonst gegenüber Hochgebirgsformen absetzt, sondern allmählich in die sanfte Gipfelfläche des Schirnock übergeht.

Abzweigung im Millstätter Seethale.

Die durch Vereinigung des Drau-, Möll- und Liesergletschers entstandene Eismasse erfüllte das Drauthal und das daneben gelegene Thal des Millstätter Sees. Sie staute sich am Mirnock (2104 m), welcher sich am Ostufer jenes Sees erhebt, und überschüttete diesen Berg, wie bereits Peters hervorgehoben hat, bis zu einer Höhe von 1500—1600 m mit grossen Massen erratischen Materials, dessen obere Grenze von Prohaska zu 1650 m angegeben wird. Nördlich des Mirnock löste sich ein Ast vom Draugletscher ab, erstreckte sich im Millstätterseethale aufwärts und über die niedere Thalwasserscheide zwischen Brennsee und Afritzsee ins Afritzer Thal, in dem er den Draugletscher wieder erreichte. Peters gedenkt der ausgedehnten „Hochgebirgsschotter“, welche terrassenförmig die Bahn dieses Gletscherastes begleiten; er mass ihre Höhe bei Afritz zu 1180 m und erwähnte, dass Blöcke von Gneis noch weiter emporreichen. Er gedenkt ferner der ausgedehnten Verbauung

des Kaninggrabens, welche sich bis 1400 m hoch heraufstreckt. Von diesem Aste des Draugletschers haben sich zwei Ausläufer nach Osten erstreckt. Der eine reichte im Kirchheimer Thal zur Gurk herüber; ein Gletscherschliff auf der Stufenmündung dieses Thales bei Tweng verrät die östliche Richtung der Eisbewegung und Gneisgeschiebe bezeichnen den Weg des Drauthaler Eises bis ins Gurkthal. Der zweite Ast folgte dem Arriachthale; Peters verfolgte hier den „Hochgebirgsschotter“ bis an die Grenze des Feldbaues (1300 m) und nahm hier auch Blöcke von Gneis unbekannter Herkunft wahr. Über eine niedere Thalscheide zog sich unser Gletscherast in die Teuchen hinein, und indem sich seine Oberfläche hier allmählich auf 1100 m Höhe herabsenkte, erreichte er den Drauthalgletscher unfern Himmelberg wieder.

Eisfächer und Übertiefung im Klagenfurter Becken.

Die Hauptmasse des Draugletschers blieb neben dem Millstätter See im Drauthale. Ihr floss östlich des Goldeck zunächst jener Eisstrang wieder zu, der dem Weissenseethale gefolgt war; dann erhielt sie, wie wir bereits gesehen, westlich vom Dobratsch mehrfach Zuflüsse vom Gailgletscher; schliesslich überwand sie mit gesteigertem Gefälle die Enge zwischen den Ausläufern des Mirnock und Dobratsch, den Hochpirkach (1228 m) überfliessend, und trat in das Klagenfurter Becken. Hier vereinigte sie sich östlich des Dobratsch mit dem Gailgletscher in etwa 1500 m Höhe zu einem Eisstrom von 17 km Breite, der sich zwischen Karawanken und Gurkthaler Alpen fächerförmig bis auf 30 km Durchmesser ausbreitete, das westliche Klagenfurter Becken bis an die Ausläufer der Saualpe überflutend. Auf weniger denn 1000 m Höhe herabgesunken, teilte er sich hier in zwei Zungen. Die eine buchtete sich zwischen Gurkthaler Alpen und Saualpe in das Gurkthal hinein; die andere legte sich zwischen Saualpe und Karawanken in den östlichen schmaleren Teil des Klagenfurter Beckens, ohne jedoch dessen Grenzen irgendwo zu überschreiten. Im Bereiche dieser Zungen kam es zu mächtiger Moränenablagerung und Aufschüttung von Schottern; im Gebiete der fächerförmigen Ausbreitung aber setzte sich die Übertiefung fort, deren Spuren uns ebenso im Drauthale oberhalb Villach wie im Gailthale entgegentreten. Die übertiefte Furche des Gailthales läuft in einen breiten Einschnitt aus, der den Fuss der Karawanken bis zum Austritt der Vellach begleitet. Die Gail verlässt ihn beim Betreten des Klagenfurter Beckens, die Drau sucht ihn alsbald auf; weithin fliesst sie am Fusse der Karawanken im Rosenthale dahin. Am Ostende des Einschnittes naht sich ihr die Vellach. Die übertiefte Furche des Drauthales begleitet von Villach an ein Stück weit die Drau, dann springt sie hinüber zum Wörther See. Dieser erstreckt sich in der Mitte des Klagenfurter Beckens. Sein Ostende ist verschüttet; hier erstreckt sich eine breite Schotterfläche, die bis an die Endmoränen reicht. In breiten Furchen, die man als Ausstülpungen des Wörther Seethales betrachten könnte, fliessen die Glan und Gurk in dieses Schottergebiet; die der ersteren trägt den Namen Zollfeld. Schliesslich kehrt auch die Drau in die Beckenmitte zurück; sie scheidet weiter abwärts die Moränenlandschaft auf der Nordseite des Beckens von den Schotterflächen der Südseite, welche den Namen Jaunthal führen. Eine dritte übertiefte Furche zweigt sich bei Villach vom Drauthale ab und begleitet den Nordsaum des grossen Eisfächers. Sie birgt den Ossiacher See. An seinem verschütteten Ostende setzt sie aus, um sich dann nach etwa 8 km wieder

längs der Glan einzustellen, wo sie bis an die Endmoränen reicht, die der Draugletscher ins Gurkthal bante. Das ist das Becken von St. Veit.

Das bergige Land zwischen diesen drei speichenförmig angeordneten Furchen ist gänzlich vom Eise bedeckt gewesen. Der lange Zug der Sattnitz zwischen Rosenthal und Wörther See samt dessen verschütteter Fortsetzung, im Westen mehrfach 900 m Höhe überschreitend, ist über und über mit glacialem Material bedeckt. Gleiches gilt von den Bergen zwischen Ossiacher See und Wörther See. Schon Peters traf hier auf dem Taubenbühl (1069 m) erraticen Schutt, und Seeland verzeichnet solchen vom Hohen Gallin (1045 m). Ja selbst der Ulrichsberg (1015 m) nördlich von Klagenfurt scheint kaum aus dem Eise emporgeragt zu haben.

Peters fand die höchsten erraticen Blöcke beim Bauernhause südwestlich des Gipfels, also in 900 m Höhe; die Herren Berghauptmann R. Canaval und Professor H. Angerer in Klagenfurt trafen, wie sie mir mitteilten, Geschiebe des Grünsteins aus dem westlich vom Dobratsch gelegenen Nötscher Graben noch 40 m unter der höchsten Erhebung.

Nordufer des Eisfächers. Oberer Gurkgletscher.

Das Nordufer des Klagenfurter Eisfächers zieht sich zunächst am Steilabfalle der Gerlitz-Alp gegen den Ossiacher See entlang. Prohaska fand erratices Material hier bis 1300 m Höhe. Bis zu dieser Höhe auch reichen in Winkel-Ossiachberg zahlreiche Terrassierungen der Gehänge. Die Originalaufnahme zu Blatt Villach und Klagenfurt (19 X) der österreichisch-ungarischen Spezialkarte gestattet hier, wie auch sonst vielfach, recht scharf die Grenze zwischen dem vergletschert gewesenen Gelände mit seiner Moränenterrassierung und dem höheren Teil des Berges zu erkennen. Östlich von der Gerlitz buchtete sich der Draugletscher in der Gegend von Himmelberg nordwärts aus, seine Ufermoränen bis zur Gurk hin vorschiebend. Im Bereiche dieser Ausbuchtung stieß er sowohl mit dem Gletscheraste zusammen, den wir eben durch das Arriachthal zur Teuchen verfolgt haben, als auch mit dem Gletscher des oberen Gurkthales. Letzterer empfing, wie wir später noch eingehender nachweisen werden, einen ansehnlichen Zufluss über die Turracher Höhe, der bis nahezu 2000 m Höhe reichte, und wurde sonst durch die Eismassen der westlichen Gurkthaler Alpen gespeist. Nach den Beobachtungen, die mir Herr Dr. Norbert Krebs mitzuteilen die Freundlichkeit hatte, war südlich der Turracher Höhe das Eis noch so mächtig angeschwollen, daß es zwischen Hochkaser und Speikkofel in rund 1800 m Höhe zum Anderthale überfließen konnte. Weiter südlich fand Peters gleichfalls auf der linken Thalseite im Sattel zwischen Lassen (1766 m) und dem Ronach-Riegl (1652 m) in 1550 m Höhe noch Wanderblöcke von karbonem Conglomerat. Aber weiter südwärts traf er an der rechten Thalfanke auf dem langen Rücken zwischen Wöllaner Nock und Katzel (1513 m) nichts Erratisches mehr; ich selbst suchte vergeblich am Abfalle der Leonhardshöhe (1592 m) in der Nähe des Bades St. Leonhard am linken Gurkufere nach fremden Geschieben. Nach Krebs liegt die obere Geschiebegrenze am Nordosteck des Katzel nur 1050 m hoch. Wir haben es daher mit einem recht steil abfallenden Gletscher im obersten Gurkthale zu tun. Dem entspricht die ansehnliche Übertiefung seines Bettes. In hoher Stufe mündet in das von der Turracher Höhe kommende Seebachthal das Sauregger-Thal und bei Ebene Reichenau mündet in den Trog dieses Gletscherthales, von Osten her kommend, auf hoher Stufe die Gurk. Stufenförmig ist auch die Mündung des Kirchheimer Durchgangstales, aus dem ein Ast des Draugletschers kam, sowie endlich die Mündung des Görzgrabens bei Zedlitz-

dorf. Aber schon in dem übertieften Thale stellen sich unfern Zedlitzdorf Moränen ein, und Moränen, Schotter und Thone verfolgen wir in der Gnesau abwärts bis zum Saume des alten Draugletschers. Es ist unverkennbar, dass Gurkthal- und Draugletscher hier unmittelbar zusammenstiessen, und zwar geschah dies gerade am Ende des ersteren. Zwischen beiden wurde bei Tiebel ein Moränenwall aufgeschüttet, der das Gurkthal nur um 20 m überragt und von dessen Grundwasser durchmessen wird: es speist die zahlreichen Quellen der Tiebel.

Dieser niedere Wall bildet die Wasserscheide zwischen Gurk und Tiebel und hindert erstere, über Himmelberg hinab ins Klagenfurter Becken zu fliessen. Er wirft sie in eine enge, kaum wegsame Schlucht, in der sie sich nach Nordwesten richtet, um dann das breite Gurkthal von Strassburg zu erreichen. Es ist klar, dass die niedere Endmoräne von Tiebel nicht die Ursache für dieses Abschnen der Gurk in höheres Land sein kann. Wir müssen uns vielmehr hinter der Endmoräne noch den Draugletscher vorstellen, welcher den Abfluss des Gurkgletschers hinderte, seinen Weg in das Klagenfurter Becken zunehmen, und ihn nötigte, den Eisrand zu umfliessen. Dieser Umgehungslauf besteht heute noch fort und zwar dicht den Ufermoränen des Draugletschers entlang, die sich vom Fusse des Katzel bis zum Fusse des Homberg (1254 m) entlang ziehen. Bereits Peters hat erwähnt, dass der letztere Berg frei von erratischem Schutte ist, während wir an seinem Südfusse zahlreiche zentralalpine Geschiebe finden. Von hier aus buchten sich die Ufermoränen des Draugletschers unfern Steuerberg gegen das Innerwimitz-Thal vor, ohne dasselbe jedoch zu erreichen. Dann kehren sie an den Saum des Klagenfurter Beckens zurück und ziehen sich am Südabfalle der Wimitzberge entlang, allmählich von 1000 m Höhe bei St. Urban auf 800 m Höhe unweit St. Veit sich senkend. Ausserhalb dieser vielfach zerstückelten Ufermoränen treffen wir in allen kleinen Thälern des Südabfalles der Wimitzberge ausgedehnte breite Flächen, offenbar eingenommen von Stauablagerungen, zwischen welchen kleine Querverbindungen deutlich erkennen lassen, dass das Wasser am Eisrand entlang floss.

Die österreichisch-ungarische Spezialkarte lässt auf den Blättern Gurkthal und Hüttenberg (18 X u. XI) diese Staubildungen recht deutlich erkennen. Da ist das Jakobi-Moos (909 m) nordöstlich von St. Urban, da ist das verschüttete Thal von Hart (891 m), von dessen Mündung aus zwischen Sörger Berg und Gauerstall ein enges Thal zum Mühlbache herüberführt; hier setzt sich die Thalverschüttung stufenförmig gegen St. Veit hin ab und von Schloss Frauenstein zieht sich ein enges Thal nach Kreug zur Wimitz hin. Leider ist es mir nicht möglich gewesen, diesen Eisraum mit seinen deutlich ausgesprochenen Staubildungen und Umfliessungsrinnen näher zu untersuchen.

Südufer des Eisfächers.

War der Gailthalgletscher an seiner Südseite von den vielfach durchbrochenen Karnischen Alpen begrenzt, welche zahlreiche Eisübergänge ermöglichten, so erheben sich an der Südflanke des Klagenfurter Beckens die Karawanken mauerartig; sie boten dem grossen Eisfächer ein festes Südufer, längs dessen wir das allmähliche Sinken seiner Oberfläche deutlichst erkennen können. Stand letztere am Westende der Karawanken in der Gegend des Wurzener Sattels über 1500 m hoch, so sehen wir 15 km weiter ostwärts, dass der Jepasattel (1442 m) westlich vom Mittagkofel nicht mehr vom Eise passiert werden konnte. Aber wenig unter der Passhöhe begegnen wir bei der Samonigg-Alm in wenig über 1400 m Höhe bereits einen deutlichen Blockwall, den wir als Ufermoräne deuten; er enthält lediglich Karawankenmaterial, nicht auch zentralalpines. Letzteres fanden wir weitere 10 km ostwärts

beim Übergange von St. Jakob im Rosentale nach Assling im Savetale. Gekritztes Material und Serpentinegeschiebe liegen im Thalwinkel der Quadia-Alm in 1250 m Höhe, während der benachbarte Sucha Vrh (1355 m) frei davon ist. Wir müssen den Gletschersaum etwas höher ansetzen als die Funde an der Quadia-Alm, da diese in einer Einbuchtung des Gebirges gemacht wurden, und halten uns für um so mehr berechtigt, das Eisniveau hier in mindestens 1300 m Höhe anzunehmen, als wir weitere 11 km abwärts nicht bloss am Oreinca-Sattel (1124 m) zwischen Rosenthal und Bodenthal Moränen mit erratischen Geschieben, z. B. von Serpentin, fanden, sondern letztere auch am Abfalle des benachbarten Rabenberges bis 1230 m hinauf verfolgen konnten. Höher setzt dann der Kalkschutt ein. Von hier an läuft am Abfalle des Singerberges gegen das Klagenfurter Becken ein typischer Ufermoränenwall entlang, den die Originalaufnahme zu Blatt Villach (19 X) deutlich erkennen lässt. Wir verfolgen ihn auf ihr bis an das Loibl-Thal, wo er unfern Unter-Loibl in 1180 m Höhe abbricht. Am Steilabfalle des Schöchter (1447 m) zwischen den Mündungen des Loibl- und Waidischbaches scheint unser Wall zu fehlen. Er setzt aber östlich vom Waidischthale am Nordabfalle des Matzen (1627 m) wieder als eine deutlich

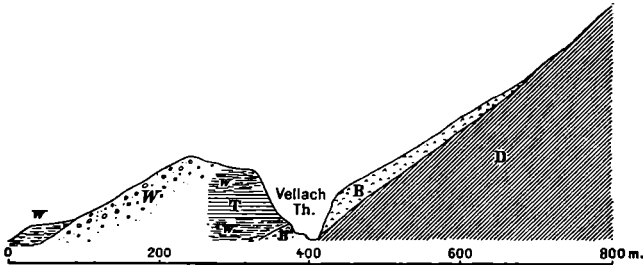


Fig. 128. Profil durch die Ufermoräne östlich von Rechberg.
 D Dachsteinkalk des Sittersdorfer Berges; B Gehängebreccie;
 w Schotter, T Thone, W Moräne der Würm-Eiszeit.

erkennbare Abstufung in 1090 m Höhe ein, unterhalb welcher unweit des Schneiderbauern das Sattnitz-Conglomerat östlich weisende Gletscherschliffe trägt. Wenig weiter östlich treffen wir unseren Ufermoränenwall wieder im Bereiche von Hintergupf, wo er sich in beinahe 1000 m Höhe an die Ausläufer des geschiebefreien Wolfsberges (1213 m) lehnt. Südlich von St. Margarethen liegt er am Abfalle des Schwarzgupfes bereits in 900 m Höhe. Dann stülpt er sich in das Freibachthal hinein und quert dasselbe, Schottern mit z. T. deltaartiger Schichtung aufgesetzt, südlich Niederdörfel in 800 m Höhe. Von hier an zieht er sich am Fusse des Kleinen Obir entlang in die Gegend des Wildensteiner Wasserfalles hin. Einige Kilometer fehlt er nun am Abfalle des Altenberges (1553 m) und erscheint dann am Vellachthale wieder, vor dessen Ausgang er bei Rechberg einen scharf ausgeprägten, thalaufwärts gekrümmten Wall bildet.

Der prächtige von Seeland 1889 beschriebene Gletscherschliff auf dem Thomasberge bei St. Margarethen im Rosentale befindet sich wenig nördlich der Einstülpung der Ufermoränen des Drangletschers in das Freibachthal hinein. Seine Hauptrichtung (N 100° O) verrät dieselbe nicht, wohl aber eine Nebenrichtung N 150° O. Eine dritte Richtung der Schrammung, die 1890 auf der damals fussbodenglattgeschliffenen Fläche des Sattnitzkonglomerates zu sehen war, war N 70° O. Aus der glatten Schliiffäche waren einzelne Gerölle sichtlich ausgebrochen, man sah teils feine

Linien, teils gröbere Schrammen, welche letztere nicht immer glatte, sondern wiederholt intermittierende Einschnitte darstellten, ähnlich strichpunktirten Linien.

Der ausserordentlich deutliche Ufermoränenwall von Rechberg dankt seine Erhaltung zum guten Teile dem Umstande, dass die Vellach durch ihn zur Seite geschoben wurde und, da sie ihr altes Bett nicht wiederfand, genötigt war, in den festen Fels einzuschneiden. Diesen begegnen wir, wenn wir vom Miklaushofe an der Vellach aufwärts wandern, beim Eintritt ins Gebirge. Erst etwa halbwegs Rechberg stossen wir dann auf den alten verschütteten Vellachlauf, der sich direkt nach Norden richtet; an ihn knüpfen sich grosse Rutschungen links des Flusses. Wenig hoch über dessen Spiegel liegt hier lose Gehängebreccie, deren Fortsetzung an der rechten Thalflanke am Abfalle des Sittersdorfer Berges sich eine Strecke weit aufwärts verfolgen lässt (vgl. Fig. 128). Darüber lagern Vellachschotter und über diesen rutschende Bänderthone, sowie grober, zu Nagelfluh verkitteter Schotter. Dann erst kommen die wallförmig gelagerten Moränen. Es ist klar, dass sich die Vellach hier einst nach Norden richtete und später durch die Ablagerung der Rechberger Moränen gezwungen war, an ihrer rechten Thalflanke nach Osten durchzubrechen, wobei sie die hier befindlichen Schutthalden durchschnitt. Südlich der Rechberger Ufermoränen fanden wir auf dem Wege über Hukovnik nach Setz (794 m) keine Spur von erraticem Material mehr. Lucerna jedoch bemerkte Grundmoräne noch im Graben von Wolina Wock südlich des Sittersdorfer Berges, die entweder einen vorübergehenden Vorstoss von etwa 1 km oder eine ältere Eisausdehnung verrät.

Gefälle der Ufermoränen.

Der Rechberger Wall ist das Ostende der südlichen Ufermoränenwälle des Draugletschers, die wir 26,5 km weit mit geringfügigen Unterbrechungen am Abfalle der Karawanken entlang verfolgen können. Sie senken sich zunächst langsamer, dann rascher. Oberhalb Gupf ist das Gefälle 17 ‰, unterhalb 27 ‰. Noch geringer ist das Gefälle des Gletschersaumes weiter oberhalb: zwischen Wurzener Sattel und Oreinca-Sattel senkt er sich nur mit 8 ‰. Auch an der Nordflanke des Klagenfurter Eisfächers steigert sich das Gefälle gegen das Gletscherende hin. Es ist oberhalb der Ausbuchtung bei Himmelberg 12 ‰, unterhalb 20 ‰; aber es ist nirgends so steil und nirgends so sanft, wie wir es eben an der Südseite festgestellt haben. Diese Verschiedenheiten bringen wir damit in Zusammenhang, dass die Südseite des Draugletschers von den Karawanken zunächst noch Zufüsse erhielt, welche den Gletscher etwas zum Schwellen brachten, und viel weiter von Firn bedeckt war als die Nordseite. Daher erhielt der südliche Gletschersaum zunächst ein geringeres Gefälle, das dann durch ein um so steileres an seinem Ende wieder wett gemacht wurde. Aus diesem verschiedenen Verhalten des Gletschersaumes an der Nord- und Südflanke folgern wir auf ein ausgesprochenes Nordostgefälle des Draugletschers im oberen Teile des Klagenfurter Beckens.

Die Endmoränen am Magdalenaberg.

Für die Entwicklung der Endmoränen zwischen den beiden Flanken des Klagenfurter Beckens ist von wesentlicher Bedeutung, dass die südwestlichen Vorlagen der Saualpe in der Gruppe des Magdalenaberges in das Klagenfurter Becken hineinspringen. An ihnen spaltete sich der Draugletscher und schob eine kurze, gedrungene Zunge nach Nordosten, eine etwas längere drauabwärts. Hans Höfer hat die sehr stattliche Moränenentwicklung am Magdalenaberge (1058 m) bereits 1894 geschildert. An der Südflanke erheben sich Ufermoränen bis 900 m Höhe; sie ziehen sich gegen den Steinbruchkogel (1075 m) hin und bilden die Wasserscheide gegen das Thal von St. Sebastian. Weiter östwärts erreicht das erratiche Material unfern St. Filippen nur noch 800 m Höhe; es findet sich hier eine ausgezeichnete Verbaugung im Thale von Krähwald nach der Art derjenigen, wie sie am Gletschersaume

aufzutreten pflegen. Von St. Filippen stülpt sich die Gletschergrenze nordwärts im Gurkthale bis in die Gegend von Klein-St. Veit aus. Ihr Verlauf dürfte am Ostabfalle unserer Berggruppe gegen das Gurkthale durch eine Terrasse gekennzeichnet sein, die sich bei Hausdorf auf etwa 700 m und bei St. Gregor auf 600 m Höhe herabsenkt.

Endmoränen der Nordostzunge.

Weniger kräftig als auf der Südseite sind die Moränen an der West- und Nordseite des Magdalenaberges entwickelt. Sie senken sich hier rasch gegen die Gurk herab, welche unsere Berggruppe von der Saualpe scheidet. Wir treffen sie um Hochosterwitz noch in mehr als 600 m Höhe und von ihnen fallen hier Schottermassen ins Thälchen von St. Sebastian ab; aber in der Nähe der Gurk hören sie auf und die breite Thalfurche von Launsdorf zieht sich aus dem Klagenfurter Becken bis an den Fuss der Saualpe. In der Fortsetzung des Zollfeldes gelegen, trägt unsere Furche den Charakter eines Zweigbeckens, dem jedoch die Endmoräne fehlt. Statt derer heben sich die Schotterterrassen der Gurk hervor, welche das Ostende der Furche quert. Es ist leicht einzusehen, warum hier die Endmoränen fehlen: an ihrer Stelle fliesst hier heute und floss auch während der Eiszeit am Eisrande entlang die Gurk, die Anhäufung von Moränen hindernd. Wir begegnen solchen erst wieder an der Nordseite des Launsdorfer Beckens, wie mir Herr Professor Angerer mitteilt, auf Schotter gelagert östlich von Pölling. Sie biegen sich ferner um das Westende des sich hier inselartig erhebenden Odvinskogels (784 m) und lagern an dessen Südwestfusse abermals Schottern auf, während sie sich an seiner Nordflanke bis zur Gurk hin ausstülpen, den 20 m tiefen Längsee umschlingend. Vor ihnen erstreckt sich die breite Schotterfläche des Krappfeldes, ein typisches Niederterrassenfeld mit verschiedenen Teilfeldern längs der Gurk, das teils zu ihnen, teils zu der Zunge des Murgletschers gehört, die sich über den Neumarkter Sattel ins Gurkthale erstreckte; im Norden aber werden sie von einem verlassenen Lauf der Wimitz zwischen Pfaunhof und Gaming begleitet. Es umfloss die Wimitz den nördlichsten Teil der Zunge des Draugletschers, während sie heute in deren Zungenbecken hineintritt und nach St. Veit fliesst. Bei Kreug schliessen sich unsere Endmoränen an die linken Ufermoränen des Klagenfurter Beckens an.

Endmoränen im Klagenfurter Becken nördlich der Drau.

Ähnlich wie nördlich des Magdalenaberges gestalten sich die Dinge östlich von ihm. Nirgends springen die Endmoränen auf den Südabfall der Saualpe über; allenthalben ziehen sie sich an dessen Fusse entlang und sind von ihm durch eine Schotterfläche getrennt. Zunächst setzen sie in der Gegend von Klein-St. Veit ein Stück weit aus. Wir sind hier am Nordende eines schmalen Zweigbeckens, ähnlich dem von Launsdorf, und Schotterterrassen der Gurk treten hier an Stelle der Moränen. Östlich Klein-St. Veit jedoch setzt ein deutlicher Endmoränenwall ein, welcher auf Schottern aufsitzt. Er zieht sich hart am Fusse der Saualpe entlang bis gegen Trixen, ist aber von demselben durch eine schmale Rinne getrennt, deren Boden nicht höher ansteigt, als die höchsten Terrassen von Klein-St. Veit (519 m). Es liegt hier ein verlassener Gurklauf vor, welcher das Gletschergebiet umging und dabei den Abfall der Saualpe unterschritt, an den er durch das Eis herangedrängt wurde. Die Höhen des Frankenberges (831 und 839 m), welche hier der Saualpe vorliegen, haben also letzteres nicht in seiner Entfaltung gehindert. Sie müssen

grösstenteils, wenn nicht ganz, vom Eise überflutet gewesen sein. Nordöstlich von ihnen bestehen die Moränen fast nur aus Schiefergesteinen, worauf bereits Höfer hingewiesen hat. Östlich Trixen wiederholen sich die eben geschilderten Verhältnisse in vergrössertem Massstabe. Mit einem unterschrittenen Steilrande bricht die Saualpe gegen das Klagenfurter Becken ab. An ihrem Fusse zieht sich ein schottererfülltes Thal entlang, und südlich davon erheben sich die Endmoränen zu Höhen von 540—560 m. Von ihnen fallen Schotterflächen gegen die Umfliessungsrinne ab, die bei Trixen in 510 m Höhe einsetzt, also auch nach ihren Höhenverhältnissen in die Fortsetzung der Umfliessungsrinne Klein-St. Veit-Trixen fällt. Südwestlich Griffen biegen sich die Moränen vom Fusse der Saualpe ab. Sie schmiegen sich mit ihren Schotterkegeln an den West- und Südabfall des Wallersberges (734 m), welcher sich inselförmig aus dem Klagenfurter Becken erhebt. Das Schotterthal aber zieht sich nördlich und östlich des Wallersberges entlang und trifft südöstlich von ihm wieder mit den Moränen zusammen, deren Ausläufer — Schotter mit gekritzten Geschieben — nahezu bis Ruden reichen. Bei Lippitzbach erreicht unsere grosse Umgehungsrinne, der von Griffen an der Wölfnitzbach folgt, die Drau. Sie führte dieser zur Zeit, als das Klagenfurter Becken vom Eise erfüllt war, nicht bloss die Schmelzwasser von der linken Gletscherflanke zu, welche dieser im mittleren Gurk- und Wimitzthale, sowie von der Nordostzunge entströmten, sondern auch die Schmelzwasser der vom Murgletscher ins Gurkgebiet übergetretenen Eismassen. Diese Wasser entfernten sich im mittleren Gurk- und Wimitzthale von dem sie speisenden Eissaume, flossen aber weiterhin wieder unmittelbar an demselben entlang und unterschritten das angrenzende Gebirge.

Endmoränen am Rinkenberge.

Wie der Wallersberg nördlich der Drau, so bildete der Rinkenberg (617 m) südlich des Flusses einen in den Gletschersaum einspringenden Pfeiler. Zwischen beiden reichte das Eis am weitesten gegen Osten, nicht bloss, wie erwähnt, unfern Ruden, wo wir am Nordende des Hoinigkogels und am Ostende des Ottitschkogels gekritzte Geschiebe fanden, sondern auch an der Drau selbst, wo sich südlich des Lippekogels graue Grundmoräne über lose verfestigten Schotter breitet. Während nach Höfer und Heritsch — wir selbst konnten Untersuchungen darüber nicht anstellen — das Eis am Süd- und Westabfalle des Wallersberges nicht emporgestiegen ist, hat es sich am Rinkenberge hoch emporgehoben. Ein deutlicher Moränenwall zieht sich von der Drau unfern Lippitzbach am Nordabfalle des Berges zum Westhange empor, und frische, unverwitterte Grundmoräne mit gekritzten Geschieben lässt sich hier bis dicht unter den Gipfel verfolgen. Auf letzterem selbst liegen noch erratische Geschiebe umher, die dann am Ostabfalle mit einmal aussetzen. Ein Jung-Endmoränenwall verknüpft den Rinkenberg mit dem südlich gelegenen Umenicberge und bildet den Sattel (560 m) zwischen beiden; ihn überschreitet der Weg vom Dorfe Rinkolach zum Dorfe Rinkenberg, der in 475 m Höhe die breite Schotterfläche am Ostende des Draugletschers erreicht. Letztere wird also von unserer Endmoräne um nicht weniger als 85 m überragt. Von hier an senkt sich unsere Endmoräne rasch nach Süden; am Südabfalle des Umenicberges (619 m) zwischen den Dörfern Rinkolach und Replach hat sie nur wenig mehr als 520 m Höhe. Ihre äussersten Vorkommnisse fanden wir im Dorfe Replach selbst in 500 m Höhe.

Schotterfläche des Jaunthales und Endmoränen südlich der Drau.

Am Umenicberge hört unsere Moräne mit einem Male auf und statt einer Moränenlandschaft haben wir nun eine Strecke weit die ausgedehnten Schotterflächen des Jaunthales, bedeckt vom Dobrava-Walde. Dieselben dachen sich im Westen des Rinkenberges rein nördlich zur Drau hin ab und erreichen dieselbe innerhalb des Endmoränengebietes. Aber im Süden des Umenicberges ziehen sie sich in nordöstlicher Richtung zur Drau und bleiben ausserhalb des Gletschergebietes. Am Firste zwischen beiden Abdachungen erhebt sich südsüdwestlich des Umenicberges aus der Schotterfläche ein flacher Hügel, bestehend aus Schottermoränen mit zahlreichen gekritzten Geschieben. Die Eisenbahn durchschneidet ihn genau 2 km westlich Lettenstetten. Er verrät, dass das Eis bis an den First der beiden Schotterabdachungen hin sich erstreckt hat. Die nächsten Moränenspurten begegnen wir am Fusse der Karawanken; hier fand Hans Höfer bei Tschepitschach nördlich des Slimnah-Hügels glaciales Material, begegnete solchem ferner bei Homitzberg, das auch wir feststellen konnten; hier erhebt sich weiterhin zwischen Sonnegg und Sittersdorf ein langgedehnter Endmoränenwall, der uns in die Nachbarschaft der Ufermoräne von Rechberg führt. Dieser Ufermoräne liegt im Süden ein deutliches kleines Schotterfeld in 570 bis 580 m Höhe vor. Ihm entsprechen Schotterterrassen im Vellachthale in etwas grösserer Höhe, die Lucerna bis über Eisenkappel hinaus verfolgt hat. Unverkennbar hat der Draugletscher das Vellachthal aufgestaut und hier die Ablagerung von Schottern verursacht, ohne dass es zu einer dauernden Seebildung gekommen ist. Die Vellachschorter bei Eisenkappel sind, wie Lucerna richtig hervorhebt, flach geschichtet und haben nicht die Struktur von Deltabildungen. Lediglich Bänderthoneinlagerungen in den Schottern verraten zeitweilige lacustre Zustände. Während nun aber heute die Vellach, allerdings nicht mehr an genau derselben Stelle wie früher, nach Norden fliesst, können wir an der Aussen-seite der Endmoräne Sittersdorf-Sonnegg eine bereits von Heritsch geschilderte alte Umfliessungsrinne verfolgen, in der die Vellachwasser einst weiter nach Osten gelangten. Diese Rinne setzt sich südlich des Homitzberges und des Slimnah-Hügels bis zu der nordöstlich gerichteten Abdachung des Jaunthales fort. Es liegen also hier auf der Südseite des Klagenfurter Beckens die Dinge ganz ähnlich wie auf der Nordseite. Die Endmoränen begleiten zunächst den Fuss des Gebirges, sind aber von diesem durch eine Umfliessungsrinne getrennt, in welcher ein Fluss nach Osten geleitet wurde. Dann aber wird der Endmoränenwall in einzelne Moränenvorkommnisse aufgelöst und verschwindet schliesslich bis auf kleine Überreste gänzlich. Aber trotz dieser Auflösung, an der, wie wir sehen werden, die Vellach ganz wesentlich beteiligt ist, vermögen wir doch klar zu erkennen, dass das Eis allenthalben weit genug reichte, um die Vellach in die Nordostabdachung der grossen Schotterfläche hin abzulenken.

Zugehörigkeit der Endmoränen zur Würm-Eiszeit.

Wo die Endmoränen des Draugletschers zusammenhängend erhalten sind, also namentlich auf der Nordseite des Gletschers, besitzen sie ausserordentliche Frische der Formen und tragen durchweg das Gepräge von Jung-Endmoränen. Auch ihr Material ist frisch und oberflächlich nur wenig zersetzt. Das gilt insbesondere auch von den hohen Endmoränen zwischen Rinkenbergs und Umenicbergs. Auch entbehren unsere

Endmoränen fast durchweg oberflächlicher Lehmbedeckung; lediglich an einer Stelle westlich vom Wallersberge, 1 km östlich vom Pessradnig-Wirtshause, sahen wir etwas Lehm über den dortigen Moränen. Nach alledem können wir nicht zweifeln, dass wir es mit typischen Jung-Endmoränen zu tun haben und dass es die Vergletscherung der Würm-Eiszeit war, deren Saum im Klagenfurter Becken wir bisher verfolgt haben. Die Tatsache, dass der letztere an seinem östlichen Vorsprunge am Rinkenberge ebenso hoch lag wie bei Rechberg, wo er sich vom Karawankenfusse loslöste, sowie im Norden am Fusse der Saualpe, lässt auf eine Zunge von ansehnlicher Wölbung schliessen.

Heritsch, welcher gleich Höfer die mächtigen, äusserst frisch aussehenden Moränen am Rinkenberge nicht kennt und daher die Ostgrenze des Gletschers südlich der Drau 2—3 km westlich von dem von uns angegebenen Verlauf verzeichnet, weist den ganzen Endmoränensaum von Trixen der Riss-Eiszeit zu, weil er der Annahme ist, dass die von der Endmoräne ausgehenden Schotter Hochterrassenschotter sind. Angesichts der Beschaffenheit der Moränen können wir uns dieser Deutung nicht anschliessen. Ebenso wenig können wir Lucerna beistimmen, wenn er unter dem Eindrucke der Arbeit von Heritsch nunmehr die Terrassen im Vellach-Thale oberhalb der Rechberger Endmoräne der Riss-Eiszeit zuweist. Aber wir pflichten Heritsch bei, wenn er die Moränen östlich Völkermarkt den Moränen westlich Völkermarkt als eine zusammengehörige ältere Gruppe gegenüberstellt. Sie bilden, wie wir sehen werden, einen älteren Kranz von Würm-Endmoränen.

Bemerkungen zur Karte des Draugletschers und seiner Nachbarn.

Der Wunsch, von der Würm-eiszeitlichen Gletscherentwicklung auf der Ostseite der Alpen eine ähnliche Vorstellung zu vermitteln, wie sie die Karte S. 853 vom Etschgletscher gewährt, hat uns beide Verfasser wagen lassen, auf der Karte S. 1073 den Draugletscher samt seinen Nachbarn, mit dem Save- und Murgletscher, sowie dem Tagliamento- und Isonzogletscher, in gleicher Weise zur Darstellung zu bringen, wie dies der eine von uns für den Etschgletscher versucht hat, obwohl das zur Konstruktion verwertbare Material noch dürftiger war und daher bei Zeichnung der mutmasslichen Isohypsen der Gletscheroberfläche noch grösserer Spielraum dem freien Ermessen blieb. Wir brauchen daher kaum zu betonen, dass wir durch unsere Karten eine endgültige Darstellung der eiszeitlichen Vergletscherung nicht zu geben beabsichtigen; wir sind vielmehr überzeugt, dass an zahlreichen Stellen spätere Untersuchungen unsere Zeichnung verbessern werden. Aber wir glauben zugleich, dass sie ein im grossen und ganzen richtiges Bild von den Oberflächenverhältnissen der alten Gletscher gewährt und auf einen Blick deren komplizierte Bewegungsverhältnisse zu überschauen ermöglicht.

Wir unterscheiden Thalgletscher der Würm-Eiszeit, Firnkämme und unvergletschert gewesenes Gebirge. Bei Unterscheidung der Firnkämme von letzterem haben wir uns vom morphologischen Gesichtspunkte leiten lassen und die Kämme als Firnkämme genommen, die sich durch Gratformen auszeichnen, während wir die Rückenformen als unvergletschert gewesen zeichnen. Das trifft im grossen und ganzen das Richtige; aber im einzelnen sind wir doch keineswegs sicher, ob die Berg Rücken z. B. der Karnischen Alpen wirklich unvergletschert gewesen sind oder nicht vielleicht Firnhäuben getragen haben; denn gerade für dieses Gebiet fehlen uns Beobachtungen, sowohl über die Höhe der eiszeitlichen Gletscher als auch über die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze. Auch zeigt sich vielfach, dass zweifellose Firnkämme der Südseite der Hohen Tauern und der Niederen Tauern von der Oberfläche der eiszeitlichen Gletscher durch Rückenformen von ansehnlicher Breite getrennt werden. Wir wissen nicht, ob auf diesen Rücken sich lokale Eismassen ausdehnten oder ob sie eisfreie Partien darstellten, wie sich solche weit hinein in das Gebiet des Drau- und des Murgletschers erstreckten, und wie wir solche unbedenklich in der Umgebung des Millstätter Sees verzeichnen. Wir haben sie in den inneren Gebirgstheilen zum Eise geschlagen.

Die kartographische Darstellung verlangt eine Präcision der Angaben, über die wir an vielen Stellen noch nicht verfügen. So waren wir genötigt beispielsweise den Ast des Isonzogletschers ins Uccathal und den des Murgletschers über den Hochecker Sattel mit aller Bestimmtheit zu zeichnen, obwohl wir beide Äste nur mutmassen und nicht durch Beobachtungen festgelegt haben (vergl. S. 1030 und weiter unten den Abschnitt über den Murgletscher). Wir haben daher ausdrück-

lich hervor, dass die kartographische Darstellung nicht die Unsicherheiten unserer textlichen Darlegung beseitigen soll, sondern umgekehrt möchten letztere bei Betrachtung der Karte, z. B. im Cellina-Gebiete, gewürdigt werden. Wo diese, wie z. B. in den südlichen Ausläufern der Julischen Alpen im Gebiete der Bača, Gletscher verzeichnet, von welchen sonst nicht die Rede ist, bringt sie unsere persönliche Meinung zum Ausdruck, ohne dass wir dieselbe durch Beobachtungen zu stützen in der Lage sind.

Einige Abweichungen von der S. 961 gegebenen Karte erklären sich aus der erneuten Durcharbeitung des Beobachtungsmaterials, die wir behufs Konstruktion unserer Karte vornahmen.

III. Der Draugletscher.

Schotterterrassen und Rückzug aus dem Klagenfurter Becken.

Schotterfeld am Gletscherende. Die höchsten Drauterrassen von Lavamünd. Tiefere Terrassen oberhalb Lavamünd. Lavantthaler Stausee. Terrassen zwischen Lavamünd und der unteren Drauenge. Terrassen um Marburg. Einheitlichkeit der Drauterrassen. Endmoränen und Gurkläufe um Völkermarkt. Laufverlegungen der Vellach. Der Moränenkranz von Stein. Stausee von St. Veit. Moränenkranz um Feldkirchen. Moräne von Thon. Schuttkegel der Gurk und Glan. Moränen im unteren Vellachthale. Umwandlung der peripherischen Gerinne in zentripetale. Endmoränen im Wörther See und Ossiacher See. Endmoränenkranz um Villach. Lokalgletscher der Karawanken. Lokalgletscher östlich und nördlich der Zunge des Draugletschers. Verlauf der eiszeitlichen Schneegrenze auf dem Draugletscher.

Schotterfeld am Gletscherende.

Aus den beiden Umfliessungsrinnen der Zunge des Draugletschers geht ein ansehnliches Schotterfeld hervor, welches sich zwischen den Endmoränen und der Ostumrahmung des Klagenfurter Beckens breit macht. Namentlich rechts der Drau, in der Gegend von Bleiburg, ist es stattlich entwickelt; mit den flachen Schuttkegeln der östlichen Karawankenflüsse verwachsend, bildet es zwischen den Karawanken und der Drau eine ausgedehnte Ebene, aus welcher sich eine Reihe von Felskuppen erheben.

Obwohl es an einer typischen Verzahnung der Schotter dieses Feldes mit den benachbarten Moränen fehlt — die Drau erschliesst in ihrem Engthale nichts davon —, so ist an der Gleichaltrigkeit beider nicht zu zweifeln, sehen wir doch von den Moränen an der Nordseite der Zunge an zahlreichen Stellen Schotterströme ausgehen, welche sich in die Umfliessungsrinne der Gurk hineinziehen, und ist doch die Umfliessungsrinne der Vellach nur unter der Voraussetzung zu verstehen, dass Gletschereis der Vellach den Weg zur Drau sperrte. Wir verweisen daher unser Schotterfeld, dem übrigens kleine Abstufungen nicht fehlen, gleich den Moränen in die Würm-Eiszeit. Es ist eine typische, lehmfreie Niederterrassenfläche.

Die höchsten Drauterrassen oberhalb Lavamünd.

Unser Schotterfeld setzt sich drauabwärts in Gestalt einer äusserst imposanten Schotterterrasse fort. Dort, wo der Fluss das Becken verlässt, erhebt sich unmittelbar unterhalb der Einmündung des alten peripherischen Gurklaufes unfern Lippitzbach am linken Ufer eine Terrasse von 473 m Höhe, volle 173 m über seinen Spiegel. Dieselbe Terrasse finden wir dann wenig weiter unterhalb am rechten Ufer innerhalb der grossen Biegung der Drau um Schwabegg (462 m) wieder, wo sie sich 100 m über den Fluss erhebt. Ihre Oberfläche ist hier eben und durchaus steinig; von einer Lehmdecke wie auf einer Hochterrasse ist nicht die Rede. Der Schotter ist oben locker, kaum verwittert, so wie es einer Niederterrasse entspricht; er enthält ziemlich häufig Gerölle von Nagelfluh, unter denen solche aus dem Sattnitz-Conglomerat entschieden vorwalten. Die Terrasse setzt sich am rechten Ufer noch bis über Neuhaus

(441 m) hinaus fort, und gleichzeitig sieht man sie am linken unfern Zeil. Weiter abwärts entspricht ihr hier die weite Terrassenfläche von Plestetten, welche sich oberhalb der Mündung des Lavantbaches erstreckt. Von noch höheren Terrassen nirgends eine Spur: Kein Gehängeknick deutet sie an, auch keine Stufe in den Seitenthälern, die sich ganz und gar der hohen Niederterrasse angepasst haben und sich mit sanftem Gefälle zu ihr herabziehen. Erst dicht oberhalb der Mündung in die Drau beginnen die Seitenbäche steiler zu fallen; ihre Gefällskurve entspricht noch nicht ihrer heutigen Erosionsbasis; die ganze Situation erinnert einigermaßen an Hängethäger. Dem Drauthale jedoch fehlt die Übertiefung; es ist nicht in Aufschüttung begriffen, sondern in fortschreitender Erosion. Diese Erosion geschah nicht kontinuierlich; deutlich entwickelte Terrassen am Abfall unserer hochgelegenen Niederterrasse gegen die Drau verraten einzelne Ruhepausen in deren Einschneiden.

Eine solche Erosionsterrasse geht aus niederen Abstufungen des Bleiburger Feldes hervor und zieht sich als zweithöchste Terrasse eine Strecke weit fort, sich nicht überall von der höchsten scharf abhebend. So fehlt es z. B. am linken Ufer unterhalb der Einmündung des peripherischen Gurklaufes an einem Rande zwischen beiden Terrassen. Unverkennbar liegen jedoch die dicht an der Drau befindlichen Schotterflächen hier erheblich tiefer als die breite Terrasse von Schwabegg. Auch an deren Rande begegnet man an der dortigen Dobrava der zweithöchsten Terrasse wieder, welche ebenfalls bei Neuhaus am rechten Drau-Ufer uns in 430 m Höhe entgegentritt. Sehr scharf hebt sie sich sodann unfern Lavamünd am Saume des breiten Feldes von Plestetten ab, wo man sie am steilen Aufstiege der ins Lavantthal führenden Strasse am Wanzing deutlich sieht.

Tiefere Terrassen oberhalb Lavamünd.

Neben diesen beiden höheren Terrassen gibt es am Rande des alten Draugletschers keine weiteren. Im engen Thale fließt die Drau bei Lippitzbach und legt unter den losen weissen Schottern der Terrassenoberfläche eine gelblich aus-

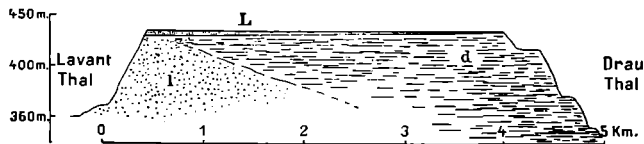


Fig. 129. Profil durch die Drauterrasse an der Mündung des Lavantthales zwischen Hart und Lavamünd.

d Drau-Schotter; 1 Lavantthaler Kiese und Sande; L Lehm.

sehende, stellenweise ganz aus Kalken bestehende Nagelfluh bloss, deren Verhältnis zu den hangenden Schottern wir nicht festzustellen vermochten; darunter streicht am Fluss weithin Fels aus. Erst weiter thalabwärts in der Gegend von Lavamünd kommen weitere tiefere Terrassen zur Entwicklung. Westlich von Lavamünd sehen wir am rechten Ufer Terrassen in 15, 40 und 60 m Höhe über der Drau, und bereits 1891 konnte ich mich vergewissern, dass sich feste Nagelfluhbänke unfern Neuhaus dicht oberhalb der Mündung des Suchabaches aus der einen Terrasse in die andere hinein fortsetzen; darnach haben wir es lediglich mit Erosionsterrassen zu tun. Dieselben Abstufungen wie westlich Lavamünd am rechten Drau-Ufer erschliesst auch am linken die in das Lavantthal führende Strasse am Wanzing (vergl. Fig. 129); hier konnte ich mich im Frühjahr 1908 überzeugen, dass alle Terrassen aus demselben Material

bestehen, nämlich aus Drauschotter, welcher in unbestimmten Lagen zu lockerer Nagelfluh verfestigt ist. Solche finden sich sowohl in der tiefsten Terrasse, wie auch in der höchsten; jedoch herrscht oben lockeres Geröll mit Rollsteinen von löcheriger Nagelfluh. Nirgends sah ich an der Grenze einer tieferen Terrasse gegen eine höhere Blöcke von Nagelfluh in der ersteren, so wie wir dies (S. 92) bei Steyr so deutlich bemerkt haben und wie es notwendigerweise der Fall sein müsste, wenn die tieferen Terrassen jüngere Aufschüttungen darstellen würden.

Lavantthaler Stausee.

Im Gegensatz zur Oberfläche der Niederterrasse von Schwabegg ist die Höhe der breiten Niederterrasse von Plestetten, wenigstens in ihrem nördlichen Teile, von Lehm bedeckt (Fig. 129). Der darunter liegende Schotter ist nicht irgendwie stark verwittert, weswegen wir auch hier nicht an eine Hochterrasse denken. Die Mächtigkeit dieser Lehmdecke nimmt nach Norden bis auf 5 m zu. Darunter begegnen wir zunächst dort, wo bei Hart die Strasse ins Lavantthal hinabsteigt, nicht reinem Draugerölle, sondern einer Wechsellagerung von solchem mit braunem, glimmerigem Lavantthaler Sand von etwa 8 m Mächtigkeit und hierunter erst folgt eine Bank von horizontal geschichtetem, gelegentlich zu loser Nagelfluh verkittetem Draugeröll. Tiefer finden sich nur Lavantthaler Sande und Lehme mit ihrem charakteristischen Glimmergehalt in einer Mächtigkeit von insgesamt 50 m. Der Abfall unserer Terrasse gegen das Lavantthal zeigt nicht die Terrassierungen wie gegen das Drauthal; wir finden lediglich an ihrem Fusse beim Wirtshause Hansel eine etwa 5 m hohe Terrasse von etwas größerem Material.

Das glimmerige, lehmig-sandige Material des Lavantthaler Abfalles der Terrasse von Plestetten ist bezeichnend für die Terrassen weiter aufwärts im Lavantthale. Diese Terrassen steigen thalaufwärts nicht an, sondern halten sich ziemlich genau in 435 m Höhe. Man begegnet ihnen zunächst bei St. Margarethen (436 m), unter welchem Orte sie durch eine grosse Rutschung aufgeschlossen sind. Dann sehen wir sie unterhalb St. Paul am rechten Ufer und gegenüber St. Paul am linken Ufer, wo sie nur 420 m Höhe erreichen. Dagegen halten sich alle Terrassen des rechten Gehänges oberhalb St. Paul bis in die Nähe von St. Marein (437 m) auffällig in 433 bis 438 m Höhe, so hinter dem Konvikte von St. Paul 433 m, so bei Kollnitz 436 m, nördlich St. Jakob 433 m, nördlich St. Andrae 433 m, nördlich Wimpassing 435 m. Eine solche Horizontalität ist unvereinbar mit rein fluvialer Entstehung; sie weist auf lacustren Ursprung und mit solchem harmoniert das Material der Terrassen. Wir finden in ihm nicht jenes grobe Geröll, welches der Lavantbach gegenwärtig führt, sondern nur feinen Sand und Schlamm. Erst gegen Wolfsberg hin stellt sich gröberes, kiesiges Material ein. Dieses ist in seinen tieferen Partien bei St. Stefan (432 m) schräge, in höher gelegenen Gruben zwischen 440 und 450 m horizontal geschichtet. Wir haben es hier also mit einem alten Delta zu tun, dessen schräge Schichtung uns im Vereine mit den Terrassen am rechten Lavantufer ermöglicht, die Höhe des alten Sees im Lavantthale auf rund 435 m zu bestimmen. Die Entstehung dieses Sees hängt sichtlich mit der Aufschüttung der Niederterrasse im Drauthale zusammen: der Lavantfluss vermochte das breite Lavantthal unterhalb Wolfsberg nicht so rasch zuzuschütten wie die Drau ihr enges Thal bei Lavamünd und so verwandelte sich die Weitung des Lavantthales in einen Stausee, den wir 17 km weit verfolgen können. Tief scheint jedoch

dieser See nie gewesen zu sein; denn das Draugeröll, welches ihn in der Terrasse von Plestetten absperrt, zeigt auch am Abfalle bei Hart keine schräge Schichtung, die wir erwarten müssten, wenn es in einen tieferen See hineingeschüttet worden wäre.

Wie auffällig die lacustre Terrasse auf der Westseite des Lavanthales namentlich bei St. Andrae ist, so wenig klar tritt sie uns am linken Gehänge entgegen. Hier verflössen sich die sanften Böschungen am Ostfusse der Koralpe ganz allmählich in den Boden des Lavanthales; aber immerhin finden sich sowohl bei St. Stefan, als auch bei Grossebling (433 m), sowie nordwestlich Jakling beim Pirker kleine Terrassenabsätze. Eigenartige Schotterablagerungen finden sich am heutigen Boden des Lavanthales oberhalb St. Andrae. Sie bilden ganz unregelmässige Haufen, die durch Gruben von einander getrennt werden. Das Ganze erinnert an die alten Seifen an der Bessa (766 m); doch vergewissern einzelne Aufschlüsse, namentlich die Gruben bei St. Andrae, dass es sich hier um natürliche Aufschüttungen handelt.

Terrassen zwischen Lavamünd und der unteren Drauenge.

Unterhalb der Mündung des Lavanthales setzt sich die mächtige Niederterrasse des Drauthales in Gestalt breiter Flächen gegen Unterdrauburg hin fort; aber hier ist es nicht die höchste, sondern die zweithöchste Terrasse, die sich auf 400 m Höhe, also 60 m über den Fluss erhebt und sich dammförmig quer vor die Mündung des Miess- und Misslingthales legt. Ihrer mächtigen Aufschüttung entsprechen die Schotterterrassen im Missthale bei Gutenstein, während im Misslingthale — nach der österreichischen Spezialkarte zu urteilen — solche zunächst zu fehlen scheinen. Erst oberhalb Windischgraz stellen sich die deutlich terrassierten Schotterabsätze ein, welche Teller auf dem Blatte Prassberg a. d. Sann der österreichischen geologischen Spezialkarte verzeichnet und in den zugehörigen Erläuterungen kurz beschrieben hat. Sollte auch im Misslingthale unterhalb Windischgraz sich ein See erstreckt haben?

Neben den höheren Terrassen machen sich schon oberhalb Unterdrauburg tiefer gelegene breit, ohne sich jedoch in bestimmten Niveaus zu halten. Das Material der höheren und tieferen Terrassen stimmt überein; es ist immer wieder derselbe stellenweise lose conglomerierte Drauschotter. Das enge Thal unterhalb Unterdrauburg lässt an einer ganzen Reihe von Stellen Überreste von Terrassen erkennen. Zusammenhängender werden letztere erst wieder in der Weitung von Hohenmauthen und Mahrenberg. Die höchste hier nachweisbare Terrasse bei Hohenmauthen (382 m) ist frei von Lehmbedeckung; sie besteht aus lockerem Schotter mit einzelnen typischen Geröllen einer löcherigen Nagelfluh. Ebenso ist es wenig weiter abwärts bei Zeckerndorf, wo sich eine höchst unregelmässige Terrassenfläche bis auf 383 m Höhe erhebt, während bei Mahrenberg (363 m) sich an der Mündung des Radlbachthales brauner Lehm auf einer etwas tieferen Terrasse findet; darunter ist jedoch der Schotter kaum verwittert. Wir haben es hier wohl mit dem Material eines flachen Schuttkegels zu tun, den der Radlbach über die Terrassenhöhe zu einer Zeit gebreitet hat, als er noch nicht wieder eingeschnitten war. Neben den erwähnten zusammenhängenden hochgelegenen Terrassenstücken stellen sich zahlreiche tiefere ein, die sich nicht an bestimmte Niveaus knüpfen, und wo man Gelegenheit hat, bei Mahrenberg oder Hohenmauthen Aufschlüsse in benachbarten Terrassen zu finden, zeigt sich immer wieder aufs neue, dass sie aus gleichem Materiale bestehen, weswegen wir auch hier die tieferen Terrassen nicht als Aufschüttungen in den höheren auffassen können, sondern auch hier nur von einer grossen Aufschüttung reden müssen, aus welcher tiefere Terrassen herausgeschnitten sind. Die letzteren verdrängen am Eingange der unteren Drauenge die höheren vollständig.

Der Fluss, der beim Eingange in die Enge hin und her pendelte, hat dabei die höheren Terrassen gänzlich abgetragen.

Terrassen um Marburg.

In dem gewundenen Engthale, welches auf die Weitung von Hohenmauthen-Mahrenberg folgt, fehlen längs der Drau Terrassenreste nicht; aber sie sind nur spärlich entwickelt, weswegen es zurzeit noch nicht möglich ist, ihren Zusammenhang zu erkennen. Erst dort, wo die Drau bei Faal wieder in ein breiteres, offenbar durch das Auftreten von älteren Tertiärschichten vorgezeichnetes Thal eintritt, in dem sie den Fuss der Alpen erreicht, haben wir neuerlich grosse Terrassen. Eine zusammenhängende Fläche liegt gegenüber Faal und erhebt sich südlich Gersdorf auf 328 m sowie bei Zellnitz auf 324 m Höhe; daneben liegt die tiefere Terrasse des Schlosses Faal. Weiter abwärts stellt sich die breite Terrasse von Maria Rast (309 m) und Feistritz (310 m) ein, die sich rechts des Flusses gegen Marburg hin fortsetzt. Hier liegt ihre Oberfläche 282 m hoch; sie breitet sich unterhalb Marburg fächerförmig aus und bildet das weite Marburg-Pettauer Feld. Letzteres hat die Anordnung eines grossen flachen Schuttkegels, welcher sich bei Marburg 35 m, bei Pettau nur noch 10 m über den Fluss erhebt. Es stuft sich gegen denselben in einzelnen Absätzen deutlich ab; doch halten sich letztere nicht an bestimmte Niveaus, sondern stellen sich ein und setzen wiederum aus, wie es echten Erosionsterrassen entspricht. Auch ist ihr Material von gleicher Beschaffenheit, wie das der Terrassenhöhe: allenthalben finden wir in den Schottern Gerölle lockerer Nagelfluh. Die Oberfläche des Marburg-Pettauer Feldes ist kiesig und unfruchtbar. Auf ihr erstreckt sich unterhalb Marburg der Thesenwald. Aber am Fusse des Bachergebirges ist sie von Lehm bedeckt, welcher etwa bis dahin reicht, wo die kleinen vom Gebirge herabkommenden Bäche im Schotter versiegen. Man hat es hier offenbar wiederum mit dem Materiale flacher Schuttkegel zu tun, welches Seitenbäche auf die Terrasse gebreitet haben. Alles in allem liegt also auch hier ein grosses Niederterrassenfeld vor, über welchem wir keine Hochterrasse und keine anderweitigen älteren Schotter antreffen; doch macht das häufige Vorkommen von Geröllen löcheriger Nagelfluh in den Schottern wahrscheinlich, dass eine ältere Nagelfluhbildung in der Gegend existiert. In der Tat erwiesen Grabungen für das Wasserwerk von Marburg südlich der Stadt, dass unter dem lockeren Schotter Nagelfluh auftritt, und wenig höher fanden sich grosse abgewaschene Nagelfluhschollen in ihm.

Einheitlichkeit der Drauterrassen.

Wir überblicken nunmehr die Terrassenentwicklung im Drauthale. Wir sehen, dass es sich um zahlreiche einzelne Stücke handelt, von denen sich nur die höheren zusammenhängend verfolgen lassen. Auch sie werden durch die untere Drau-Enge weithin unterbrochen; aber diese hindert nicht zu erkennen, dass es sich um einen Zug von Gebilden handelt, die sich in ein einheitliches Niveau ordnen, und dass letzteres sich an das des grossen Schotterfeldes am Ende des Draugletschers unmittelbar anschliesst. Hiernach haben wir gerade die höchsten Terrassen des Drauthales als Niederterrassen der Würm-Eiszeit zu erachten, worauf uns schon ihre Zusammensetzung hinwies. Nur ein einziges Terrassenstück erhebt sich ebenso über dies Niveau, wie über die Terrassen seiner nächsten Umgebung. Es ist das von Gersdorf-Zellnitz unmittelbar unterhalb der unteren Drauenge. Man könnte es daher für einen Überrest einer älteren Schotterterrasse halten. Die Untersuchung an

Ort und Stelle förderte keine einschlägigen Argumente und wir müssen offen lassen, ob hier der Überrest einer Hochterrasse vorliegt oder ob die Niederterrasse unterhalb der unteren Drauenge nach der Art eines Schuttkegels ein aussergewöhnlich steiles Gefälle hatte.

Trifft letzteres zu, so müsste das Gefälle unserer Niederterrasse in der Drauenge geringer sein, als weiter oberhalb und unterhalb, was ja in reifen Flussengen nicht selten der Fall ist. Die Verfolgung der Terrassenreste in der Enge wird daher möglicherweise Material zur Entscheidung unserer Frage fördern. Bemerkenswerter Weise sondern sich neben der Enge im Thalbecken von St. Lorenzen ganz deutlich eine lehmbedeckte höhere und eine lehmfreie tiefere Schotterterrasse; zwischen beiden zeigte sich an der Zündholzfabrik ein Felsausstrich.

So einheitlich, wie sich der Zusammenhang der höheren Terrassen an der Drau gestaltet, so wenig einheitlich erscheinen die tieferen; Abstufungen, die an einer Stelle auffällig hervortreten, fehlen an andern ganz. Das weist darauf, dass sie durch Erosion aus einem mächtigeren Komplex herausgeschnitten sind, wobei nach den Widerstandsverhältnissen des Materiales im Flussbette verschiedene Stufen zur Entwicklung kommen mussten. Diese Widerstandsverhältnisse sind heute noch äusserst wechselnde: vielfach fliesst die Drau über Felschwellen, häufig aber reichen auch die Schotter ihrer Terrassen bis zu ihrem Spiegel herab. Sie hat ihr verschüttetes Bett nicht allenthalben wiedergefunden; indem sie beim Einschneiden auf das feste Material bald dieses, bald jenes Gehänges stiess, entstanden seitwärts lokale Erosionsbasen, unter welche die Vertiefung der oberhalb gelegenen Flusslaufstrecken nicht herabgehen konnte. Hier fand also Thalverbreiterung statt, während im Bereiche des festen Materiales die Erosion langsam in die Tiefe arbeitete, bis das feste Gestein zersägt war; dann erst setzte die Tiefenerosion weiter oberhalb ein und verwandelte den hier lokal entstandenen breiteren Thalboden in eine Terrasse von lokaler Erstreckung.

Wir haben die Schotterterrassen längs der Drau hier eingehender beschrieben, weil Heritsch ihnen eine unzutreffende Deutung gegeben hat. Er sieht die höheren als Hochterrassen mit Teilfeldern, die tieferen als Niederterrassen mit Teilfeldern an. Die höchsten von ihm beobachteten Terrassen der Gegend von Bleiburg und Marburg betrachtet er als Deckenschotter, die tiefsten weist er dem Bühlstadium zu. Bei dieser Trennung stützt sich Heritsch lediglich auf die Höhenverhältnisse der Terrassen, ohne auf ihre Zusammensetzung Gewicht zu legen. Er unternimmt nirgends, worauf bereits Anger er aufmerksam gemacht hat, den Beweis zu führen, dass verschiedenalterige Aufschüttungen im Drauthale vorliegen. Deswegen war es nötig, eingehender zu zeigen, dass alle die zahlreichen einzelnen Terrassen aus einer einzigen grossen Aufschüttung herausgeschnitten sind und bloss Erosionsformen darstellen. Das gilt nicht bloss für die Stellen, wo Heritsch Hoch- und Niederterrassenschotter zu trennen versuchte, sondern namentlich auch dort, wo er Deckenschotter ausschied, nämlich bei Marburg, wie eingehend dargetan, und auch bei Bleiburg, wovon wir uns gleichfalls vergewissert haben. Seine Angabe, dass das grosse Niederterrassenfeld von Plestetten von einer höheren Terrasse überragt sei, können wir nicht bestätigen. Wir haben an der von Heritsch angegebenen Stelle auf dem Hügel von Achalm lediglich einzelne verstreute Gerölle in der Nähe von Quellen gefunden und erhielten den Eindruck, dass es sich dabei um Wegverbesserungsmaterial handele. Dass die niederste Terrasse an der Drau dem Bühlstadium angehöre, lässt sich durch keinerlei Beobachtungen stützen.

Dass wir es an der Drau nicht mit Hoch- und Niederterrassen zu tun haben, ergibt sich nicht bloss aus der Zusammensetzung der Terrassen, sondern auch aus der Art ihres Auftretens. Würden die niederen Terrassen einer späteren Aufschüttung ihre Entstehung danken, so müssten sie sich flussaufwärts in ansehnlicher Breite bis dahin verfolgen lassen, wo die Ursache ihrer Aufschüttung einsetzt, nämlich bis an den Eisrand, und wir müssten quer durch den von Heritsch gemutmassten Gürtel von Riss-Moränen hindurch ein breites Niederterrassenfeld bis an den von ihm bei Völkermarkt gemutmassten Gürtel von Würm-Moränen verfolgen können. Allein das ist

nicht möglich. Die niederen Terrassen setzen oberhalb Lavamünd aus und erstrecken sich nicht ins Moränengebiet hinein. Das alles weist darauf, dass sie lediglich Erosionswerke sind.

Dass neben den mächtigen fluvioglacialen Aufschüttungen der Würm-Eiszeit im Drauthale auch solche älterer Eiszeiten vorhanden sind, schliessen wir aus dem Auftreten von Geröllen löcheriger Nagelfluh in ersteren. Aber diese Vorkommnisse älterer fluvioglacialer Bildungen erheben sich nicht wie sonst über die jüngeren, sondern werden von ihnen verhüllt. Möglicherweise gehören zu ihnen die Nagelfluh-Ausbisse, die wir namentlich in den unteren Terrassen häufig finden. Doch gestattete uns nirgends eine abgewaschene Nagelfluh-Oberfläche unter losem Schotter, eine scharfe Grenze zwischen älteren und jüngeren fluvioglacialen Aufschüttungen zu ziehen.

Endmoränen und Gurkläufe um Völkermarkt.

Die Verschiebung der seitlichen Zuflüsse des Klagenfurter Beckens war nur so lange von Bestand, als dasselbe vom Draugletscher erfüllt war. Bei dessen Rückzuge kehrten sie wieder in die Mittelachse des Beckens, aus der sie verdrängt worden waren, zurück. Dies geschah in sehr verschiedener Weise. Die Umfliessungsrinne der Gurk blieb längere Zeit in Gebrauch und ward zur Zeit verschiedener Halte des rückziehenden Eises benutzt, deren Moränen sich hintereinander mit abnehmender Höhe wie die Ränge eines Amphitheaters aufbauen. Hinter dem äussersten Endmoränenwall, welcher westlich vom Wallersberge stellenweise 600 m Höhe überschreitet, liegt ein zweiter Wall von mehr als 550 m Höhe rings um Völkermarkt herum. Die Moränenthalung zwischen beiden wurde nicht von der zur Seite geschobenen Gurk benutzt, da sich ihr höchster Punkt (505 m) über das benachbarte Stück der Umfliessungsrinne bei Gletschach (490 m) erhebt; es sind hier ausgedehnte Torflager zur Entwicklung gekommen. Die Innenseite des Moränenwalles nordöstlich Völkermarkt besteht aus stark schlammiger Grundmoräne, welche einzelne prächtig gekritzte Geschiebe enthält. Diese Beschaffenheit im Verein mit der sanften Abböschung lässt mutmassen, dass diese Moräne unter Wasser in einem Moränensee abgelagert wurde. In der Tat zog die Gegend von Völkermarkt, als sie eisfrei geworden war, wegen ihrer tiefen Lage die Gewässer der Umfliessungsrinne durch Lücken ihrer Umwallung an sich. Der Wurler Bach folgt von St. Stefan an einer zeitweiligen Abschwenkung der peripherischen Gurk nach Völkermarkt. Ein weiterer ähnlicher Gurklauf führt von Trixen am Trixenbache abwärts, verlässt diesen bei St. Margarethen und folgt einem heute trocken liegenden Thale nach Völkermarkt. Hier wurden ausgedehnte Schottermassen von den aus Norden kommenden Gewässern abgelagert. Ihre schräge Schichtung erweist, dass sie, teilweise wenigstens, in einen See geschüttet wurden, dessen Spiegelhöhe in der Höhe der Terrassen von Völkermarkt (462 m) gelegen haben dürfte. Später jedoch, als der Unterlauf des Trixenbaches eisfrei geworden war, folgte die umfliessende Gurk diesem bis zu seiner Mündung und beteiligte sich hier an der Aufschüttung einer weiten Schotterfläche von 440 m Höhe, die wir auch auf dem anderen Drau-Ufer bei Kühndorf wiederkehren sehen. Hier erweist schräge Schichtung, dass wir es abermals mit der Zufüllung eines Sees, aber nur von 440 m Spiegelhöhe, zu tun haben.

Laufverlegungen der Vellach.

Anders war der Verlauf der Ereignisse südlich der Drau. Hier war das Bett der zur Seite geschobenen Vellach weniger scharf begrenzt, als das der Gurk im Norden. Sie folgte daher unmittelbar dem zurückweichenden Gletscher und hat hier wahrscheinlich die Endmoränenablagerung gehindert, indem sie unmittelbar am Eise entlang floss. Kaum hatte sich dieses vom Slimnah-Hügel am Fusse der Karawanken zurückgezogen, so richtete sich die Umfliessungs-Vellach direkt nördlich zur Drau und erreichte sie

in 440 m Höhe in einer breiten Furche, in die seither der Merzlagraben eingeschnitten worden ist. Als das Eis den Homitzberg verlassen hatte, fand die Vellach einen Lauf nördlich von ihm zur Drau, und als der Gletscher von den Endmoränen zwischen Sittersdorf und Sonnegg wich, fand sie zwischen diesen und den westlich gelegenen Tertiärhöhen im Thale des heutigen Gösselsdorfer Sees einen Weg nach Gösselsdorf und von hier über Gablern und Pribelsdorf zur Drau, wo die Schotter ihres Laufes sich nur auf 450 m erheben. Endlich, als das Eis aus der Gegend von Völkermarkt geschwunden, richtete sich die Vellach von Gösselsdorf über Eberndorf nach Kühnsdorf und beteiligte sich hier an der Zuschüttung des Sees von 440 m Spiegelhöhe. So kam es, dass am rechten Drau-Ufer im wesentlichen durch die dem zurückweichenden Gletschersaume an der Sonnenseite folgende Vellach weit ausgedehnte Schottermassen aufgeschüttet und dabei die vorhandenen Endmoränen bis auf kleine Überreste weggeschwemmt wurden. Diese überwiegend aus Kalkgeröll bestehenden Schotter verleihen dem Jaunthale seinen vom übrigen Klagenfurter Becken so weit abweichenden Charakter.

Bemerkenswert ist, dass jeder neue Vellachlauf tiefer liegt als der vorhergehende ältere, ebenso wie auf der anderen Drauseite die inneren Endmoränenwälle weniger hoch ansteigen als die äusseren. Es wurde beim Gletscherrückzuge immer tieferes Land frei und die mächtigen schräge geschichteten Schotter bei Völkermarkt vergewissern uns, dass das Eis hier eine stattliche Vertiefung hinterliess, die nahezu bis zum heutigen Drauspiegel herabreichte. Sie wurde schon während des Gletscherrückzuges in der Gegend von Kühnsdorf 60 m hoch, bei Völkermarkt 80 m hoch zugeschüttet. Nur ein Winkel zwischen Tertiärhöhen ist unverschüttet geblieben und tritt uns heute als Klopeiner See neben der Schotterfläche von Kühnsdorf in 448 m Höhe, nach Ed. Richter mit 43.5 m Tiefe, entgegen. Während der Zuschüttung muss das unterhalb gelegene Drauthal erheblich eingeschnitten worden sein, liegt doch der Spiegel des alten Kühnsdorfer Sees 30 m unter der Höhe des grossen Schotterfeldes am unteren Ende des Draugletschers.

Moränenkranz von Stein.

Der See von Kühnsdorf muss dicht an einem Gletscherrande gelegen haben; denn sowohl die Gurk als auch die Vellach konnten ihm nur zufließen, wenn ihnen ihr heutiger Weg zur Drau noch vom Eise verschlossen war. In der Tat treffen wir dicht oberhalb der Schotterfläche von Völkermarkt gegen Stein hin auf ausgedehnte Endmoränen, welche sich gegen Süden an den Westfuss des Steiner Berges (Nahradnie der Spezialkarte) schmiegen und sich nördlich der Drau im Tainacher Berge und im Langen Rain (554 m), sowie in den von Heritsch beschriebenen Endmoränen von Leibsdorf fortsetzen. Am ersteren beginnt eine Schotterfläche in 450 m Höhe, die sich ostwärts zum ehemaligen Kühnsdorfer See hinzieht, am letzteren eine solche in 510—520 m Höhe, von welcher die Wasser nur durch das untere Gurkthal über St. Filippen und Klein-St. Veit in die Umflussungsrinne der Gurk gelangt sein können. Weiterhin folgen ausgedehnte Moränenablagerungen am Fusse des Magdalenaberges, die sich im Glanthal bis Baiersdorf hinaus ausstülpfen, wo sie noch 550 m Höhe besitzen. Wir haben es mit einem scharf hervortretenden inneren Kranze von Jung-Endmoränen zu tun, hinter welchem sich das breite Wörther Seethal, ein typisches Zungenbecken, erstreckt. Die mächtigen ihm vorgelagerten Schottermassen der Gegend von Kühnsdorf und Völkermarkt verraten die ansehnliche Länge des entsprechenden Gletscherhaltes, währenddessen das Ostende des um Völkermarkt einsetzenden grossen Zungenbeckens des Draugletschers von den Anschwemmungen seiner Schmelzwasser und von den zur Seite gedrängten Flüssen zugeschüttet wurde.

Stausee von St. Veit.

Der Gletscherhalt von Stein verschloss nicht bloss der Vellach und Gurk, sondern namentlich auch der Glan den Weg in die Mitte des Klagenfurter Beckens und bewirkte im mittleren Glanthal eine ausgedehnte Stauseebildung, deren Spuren uns in zahlreichen Deltaablagerungen entgegentreten. Solche sieht man von der Eisenbahn aus bei Feistritz, östlich der Mündung des Liemberg-Baches; sie weisen hier auf einen Höchststand des alten St. Veiter Sees von 540—550 m. Ein so hoch gespannter See konnte bei Launsdorf zur Gurk hin überfliessen; seine Spiegelhöhe entspricht der Höhe der dortigen Schotterterrassen, die zum Laufe der peripherischen Gurk gehören; letztere konnte daher auch zu Zeiten ihrer höchsten Aufschüttung die Wasser des St. Veiter Stausees in sich aufnehmen. Neben den Deltaschottern sehen wir am Westende des St. Veiter Thales eine deutlich entwickelte Schotterterrasse mit unregelmässiger Schichtung, die sich nicht in den Thalgrund verflösst, sondern ziemlich jäh gegen ihn unfern St. Leonhard abbricht. Sie erscheint als Zuschüttung eines Sees von ungefähr 520 m Spiegelhöhe, der zwar auch noch bei Launsdorf zur Gurk hin überfliessen konnte, aber nicht mehr das Niveau der höchsten Umfliessungsaufschüttungen erreichte, sondern durch die Gerinne entwässert wurde, die nach Völkermarkt abbogen. Der St. Veiter Stausee entspricht daher dem Rückzuge des Draugletschers von den äusseren Jung-Endmoränen bis Völkermarkt und die Terrasse an seinem Westende der Zufüllung des dortigen Sees von Kühnsdorf.

Moränenkranz um Feldkirchen.

Die Schotterterrassen des Westendes des St. Veiter Beckens setzen sich in die oberhalb befindliche Glan-Enge hinein bis Raunach fort; hier wird der Glan der Roggbach tributär; dieser kommt von einer weiten Schotterfläche bei St. Ulrich (587 m), welche bis zur Tielbel reicht. Wir haben hier eine typische Umfliessungsrinne vor uns, durch welche die Tielbel von der Innenseite der Endmoränen, welche die Gurk ins Gebirge werfen (S. 1075), zur Glan fliessen konnte. Das war nur möglich zu einer Zeit, als Eis noch die Gegend von Feldkirchen am Ostende des Ossiacher Seethales deckte. In der Tat sehen wir hier ringsum die Spuren eines längeren Gletscherhaltes. Von Norden her kommt die Tielbel, von Süden die Glan, auf der Wasserscheide zwischen beiden liegt der Bahnhof Feldkirchen (554 m); beiden hat sichtlich das enge zum St. Veiter Becken führende Glanthal eine Zeit lang, als der Ossiacher See vom sich zurückziehenden Eise (vergl. S. 33) bis rund 560 m gespannt war, als Ausweg gedient, bevor die Tielbel ihren centripetalen Lauf einschlagen konnte. Nordwärts treffen wir die Spuren eines höheren Eisrandes in 600 m Höhe, an dem entlang die Tielbel durchs Roggbachthal zur Glan geflossen ist. Die zugehörigen Moränen biegen sich am Westgehänge des Tielbelthales zurück und bilden jenen Wall, der die Tielbel hindert von Himmelberg direkt nach Feldkirchen zu fliessen und sie zwingt den weiten Bogen bei St. Ulrich vorbei zu machen. Dieser Wall liegt nur 7,5 km von dem Jung-Endmoränenwalle entfernt, der die Gurk zur Seite drängt, erreicht aber eine um 250 m geringere Höhe. Der Umstand, dass wir von ihm ausgehend eine Umfliessungsrinne bis ins Becken von St. Veit bis zu einem alten Stausee zu verfolgen vermögen, der seinerseits nur existieren konnte, wenn das untere Glanthal vom Eise verschlossen war, ermöglicht uns, den Moränenkranz von Feldkirchen mit dem von Stein oberhalb Völkermarkt zu parallelisieren.

Diese beiden ungleich weit vom äußersten Eissaume entfernten Gletscherenden setzen doch eine gleiche Minderung der Eismächtigkeit voraus. Die Würm-eiszeitliche Gletscherhöhe über der Endmoräne um Feldkirchen war 1100 m, die über der von Stein 850 m. Die Höhen der beiden Endmoränen des Rückzuges sind 700 bez. 450 m; beide entsprechen also einer um 400 m geringeren Eismächtigkeit im Klagenfurter Becken.

Zwischen dem eben erwähnten Moränenkranze um Feldkirchen und der die Gurk zur Seite schiebenden Jung-Endmoräne liegt noch ein deutlich erkennbares Zwischenstadium, währenddessen sich das Eis auf der Nordseite des St. Veit Thales so hoch erhob, dass das Thal des Liemberg-Baches als Umfließungsrinne diente. An dasselbe knüpft sich bei Pulst eine weitere gegen St. Veit führende Rinne, welche anzudeuten scheint, dass zu ihr eine bis hierher reichende Gletscherzunge gehörte. Möglicherweise entspricht diesem Stadium, währenddessen die Wimitz bereits ihren jetzigen Lauf ins Moränengebiet gewonnen hatte, die zweite Endmoräne nördlich der Drau.

Weiteren Untersuchungen eröffnet der Verfolg dieser einzelnen Rückzugsphasen der Nordflanke des Draugletschers noch ein reiches Feld. Hier konnten nur einzelne markante Punkte hervorgehoben werden, da mir nicht möglich war, das ganze Gebiet zu durchwandern. Namentlich in der Gegend von St. Veit bin ich nicht gewesen und vermag mich z. B. über die Stellung des alt aussehenden Deltaschotters zwischen Glandorf und Launsdorf (südlich von Krottendorf) nicht zu äussern, den man von der Eisenbahn aus sieht.

Moräne von Thon; Schuttkegel der Gurk und Glan.

Erst als sich das Eis von den Endmoränen von Stein zurückgezogen hatte, konnten Gurk und Glan ihren heutigen Unterlauf gewinnen; aber sie erhielten ihn nicht mit einem Male, sondern stückweise. Parallel zum 550 m hohen Endmoränenwalle des Langen Raines läuft 3 km weiter südlich der 100 m weniger hoch ansteigende von Thon. Er zieht sich, wie Heritsch gezeigt, von Althofen in der Nähe der Vereinigung von Gurk und Drau in der Richtung auf den Maria Saaler Berg bei Klagenfurt und trennt die weite Fläche des Thoner Moores (440 m) von den Terrassen der unteren Gurk (425 m). Zur Zeit, als er aufgeschüttet wurde, konnte die letztere noch nicht bis an die Sattnitz herantreten und war genötigt, über Pokersdorf nach Tainach zu fließen. Ein entsprechender, viel schärfer ausgesprochener alter Lauf der Glan zweigt sich als Trockenthal nördlich von Maria Saal bei Arndorf vom Zollfeld ab und führt zur Gurk bei Deinstorf, erreicht diese also nördlich der Moräne von Thon. Der höchste Punkt seines Bodens ist 475 m. Höher muss der Verschluss des untersten Glanthalen durch den Gletscherrand der Thoner Moränen gereicht haben; er verrät sich aber nicht durch Moränenwälle. Der Rückzug des Eises von dieser Haltlinie eröffnete endlich der Gurk und Glan ihren heutigen Unterlauf. Sie füllten den in ihrem Bereiche befindlichen Teil des Zungenbeckens am Ostende des Wörter Seethales durch sehr ausge dehnte flache Schuttkegel auf, in die die untersten Laufstrecken von Gurk und Glan schon wieder einschneiden.

Moränen im unteren Vellachthale.

Eine ähnliche Entwicklung, wie sie Gurk und Glan durchlaufen haben, zeigt die Vellach. Auch sie konnte ihren heutigen Lauf zur Drau erst einschlagen, als sich das Eis von den Endmoränen von Stein zurückgezogen hatte und aufhörte, ihren Unterlauf zu blockieren. Hier treffen wir, ebenso wie an der Drau und bei Feldkirchen, zwei verschiedene Eishalte, die dem innern Kranze der Jung-Endmoränen angehören. Der eine lehnt sich an die Ufermoräne von Rechberg und springt, 500 m Höhe erreichend, nach Norden vor. Zur Zeit seiner Entstehung konnte die Vellach bereits ihren Umgehungslauf beim Miklauzhofe verlassen und den Weg durch das Gösselsdorfer Seethal einschlagen. Wahrscheinlich entsprechen ihm die mächtigen Aufschüttungen der Schotter südlich von

Sittersdorf. Ein zweiter Eishalt hinterliess die von Heritsch 1906 beschriebenen Moränenhügel der Gegend zwischen Jezernik, Enzelsdorf und Abriach unweit der Drau. Ihnen liegt im Vellachthale eine Terrassenfläche vor, welche sich mit östlichem Gefälle nördlich der Vellach zum Gösselsdorfer See hin fortsetzt, sich von 477 auf 473 und 471 m allmählich senkend. Auch zur Zeit ihrer Aufschüttung konnte die Vellach nur durch das Gösselsdorfer Seethal abfliessen. Erst eine dritte, tiefste Terrasse begleitet die Vellach zur Drau; sie dürfte den flachen Schuttkegeln der Gurk und Glan östlich des Wörther Sees entsprechen.

Die hier kurz gestreiften Verhältnisse hat Heritsch eingehender beschrieben, aber anders gedeutet. Entsprechend seiner Anschauung, dass die Moränen des äusseren Kranzes unserer Jung-Endmoränen der Riss-Eiszeit angehören, verweist er in letztere nicht bloss die Ufermoräne von Rechberg, sondern auch die ihr angelagerte, in das Vellachthal nördlich einspringende. Erst die Moränen von Enzelsdorf rechnet er zur Würm-Eiszeit; aber er bestreitet, dass damals die Vellach durch das Gösselsdorfer Seethal abgeflossen, nimmt vielmehr an, dass sie ins Eis eingeströmt sei. Dass die Terrassen von ihnen ostwärts abfallen und denjenigen entsprechen, die sich zum Gösselsdorfer See ziehen, lässt erst die Neuaufnahme des Blattes Völkermarkt deutlich erkennen. Allerdings macht letztere weiter ersichtlich, dass die letzterwähnten Terrassen auch mit solchen in Zusammenhang stehen, die sich an der Vellach abwärts zur Drau richten. Daraus folgt jedoch nicht, dass die Vellach ins Eis hineinströmte, sondern nur, dass sich ihr allmählich während des Eisrückzuges ein Weg nach Westen öffnete.

Den seichten Gösselsdorfer See halte ich gleich Heritsch für einen Abdämmungssee. Er nimmt ein Stück des von der Vellach bei ihrem Wege nach Kühnsdorf benutzten Thales ein, das seither durch einen flachen Schuttkegel des bei Gösselsdorf darein einmündenden Suchabaches abgedämmt worden ist.

Umwandlung der peripherischen Gerinne in centripetale.

Wir überblicken nunmehr die verschiedenen Flussverlegungen, die sich im Klagenfurter Becken während der Eiszeit vollzogen haben. Die herankommende Vergletscherung schob die von Norden und Süden kommenden Zuflüsse zur Seite und verwandelte sie in peripherische Gerinne, indem sie zugleich vielfach Endmoränen auf deren Schotter absetzte. Beim Rückzuge des Eises schlugen die vorher zur Seite gedrängten Wasser schrittweise wieder centripetale Wege ein; sie füllten in einzelnen Absätzen das Ostende des grossen mittleren Zungenbeckens des Draugletschers zu, so dass wir, in diesem ostwärts wandernd, vom Spiegel des Wörther Sees auf immer höhere Terrassen kommen, welche während des Eisrückzuges aufgeschüttet wurden, bis wir endlich als höchste Terrasse das Niederterrassenfeld vor den Jung-Endmoränen erreichen. Noch ist aber die Umwandlung der peripherischen Gerinne in centripetale nicht durchweg vollzogen, noch bewahrt die Gurk von der Enge unweit Gnesau an ihren peripherischen Lauf bis Klein-St. Veit, noch ist ihr Oberlauf durch die Endmoränen bei Himmelberg, ihr Mittelauf durch die den Längsee umgürtenden gehindert, direkt ins Klagenfurter Becken zu fliessen.

Endmoränen im Wörther See und im Ossiacher See.

Oberhalb des Moränenkranzes von Stein und der sich ihm anschmiegenden Endmoräne von Thon werden Endmoränenwälle im Wörther Seethale selten, aber sie fehlen nicht ganz. Die Halbinsel von Pörschach, welche hakenförmig in den See hineinspringt, kann wohl kaum anders denn als eine Endmoräne gedeutet werden, obwohl wir keine Moränenaufschlüsse in ihrer reich kultivierten kiesigen Oberfläche fanden. An eine Moräne knüpft sich wohl auch der Vorsprung der Villa Longo gegenüber dem Felseneiland Maria Wörth; denn wir treffen hier auf ausgedehnte kiesige Ablagerungen, die nur als

fluvioglaciale Aufschüttungen angesehen werden können. Mehr Anhaltspunkte, als Richter 1897 annahm, sprechen dafür, dass das Mittelstück zwischen dem 72 m tiefen, Ostbecken und dem 84 m tiefen Westbecken des Wörther Sees mit seinen Untiefen teilweise wenigstens von einer mehrgliedrigen Endmoräne eingenommen wird.

Spuren eines entsprechenden Gletscherhaltes treten uns am Ossiacher See entgegen. Dieser See zerfällt nach seinen Tiefenverhältnissen in zwei gesonderte Teile. Seine Westhälfte senkt sich auf ziemlich weite Strecken über 40 m tief herab und erreicht eine grösste Tiefe von 45 m, während seine Osthälfte nur 11 m tief ist. Längs ihr nun finden wir z. B. im Gebiete der Gemeinde Tratten ausgedehnte Bänderthonlager, die längs des westlichen Sees fehlen und welche in der Nähe von Feldkirchen von Deltaablagerungen abgelöst werden. Letztere weisen auf einen Seestand in 560 m wie er nur möglich war, als noch Eis das Westende des Sees einnahm. Zeugen vom Rückzug dieser Eiszunge dürften die Einschnürungen des Sees bei Ossiach und Ostriach sein; längere Zeit dürfte ihr Ende zwischen Eisl und St. Urban gelegen haben. Dieser Eishalt im Ossiacher See setzt gleich dem von Pörtschach im Wörther See eine Minderung der Mächtigkeit der Würm-Vergletscherung im Klagenfurter Becken um 800 m voraus. Eine gleich starke Eisminderung verlangt das Gletscherende, welches bei Tarvis das Gailitzthal sperrte und hier die Bildung des Tarviser Stausees zur Folge hatte; wir glauben daher, dass sie in dieselbe Phase des Gletscherrückzuges gehört.

Endmoränenkranz von Villach.

Endmoränen fehlen am Westende des Wörther Sees. Hier erstreckt sich bis zur Drau hin eine Drumlinlandschaft, deren Schottersockel uns noch beschäftigen wird. Erst in der unmittelbaren Nachbarschaft von Villach begegnen wir wieder einem Endmoränenkranz. Er umschlingt die terrassierte Schotterfläche, auf dem die Stadt liegt. Im Nordosten schmiegt er sich unweit St. Leonhard an den Südfuss des Kumitzberges und birgt hier den 7 m tiefen See von St. Leonhard. Gegen Osten bildet er das unregelmässige Gelände von Seebach im Winkel zwischen dem Abflusse des Ossiacher Sees und der Drau. Gegen Südost und Süd fehlt er, aber wir finden ihn zwischen St. Martin und Goritschach westlich von Villach wieder. Er umschlingt eine von Nordwesten kommende gerade bis Villach reichende Gletscherzunge und ist lediglich längs der Gail unterbrochen.

Eigentümlich ist die Beschaffenheit des Villacher Endmoränenkranzes. Er besteht aus einzelnen Schotterhaufen, die in den spärlich vorhandenen Aufschlüssen vielfach schräge Schichtung zeigen. Bei Seebach überragen diese Haufen nur unbedeutend eine ihnen vorgelagerte Schotterfläche, welche sich über Zauchen und Förderlach hinaus etwa bis St. Michael und Latschach an der Drau verfolgen lässt; dann verschwindet sie. Zwischen den einzelnen Kieshaufen finden sich unregelmässige, wannenförmige Vertiefungen; nahe der Drau, dort wo der Grundwasserspiegel hoch ist, sind sie mit Wasser erfüllt und bergen Seen, wie z. B. den Magdalenasee, welcher die Höhe des benachbarten Drauspiegels hat. Westlich Villach, wo unsere Kieshaufen 100 m Höhe mehr, nämlich beinahe 600 m, erreichen, liegen die Kessel zwischen ihnen trocken, werden aber den Blicken durch ihr dichtes Waldkleid meistens entzogen. Das ganze erinnerte mich an die Landschaft am Ostersee oberhalb des Würmsees (S. 339), meinen Begleiter

Professor Frank Leverett aber an die Knob and Kettle Moraine¹⁾ des jüngeren Wisconsin Nordamerikas.

Die Kieshaufenmoräne westlich von Villach gehört zu einer Reihe deutlicher Terrassen, die hier sichtlich eine alte Mündung des Bleiberger Thales zeichnen. Sie selbst erhebt sich über der zweifach abgestuften Schotterterrasse (500 m und 520 m) von Villach; ihr liegt westwärts zwischen St. Georgen und Goritschach eine Schotterfläche von 560—570 m Höhe vor; diese ihrerseits wird von einer 100 m höheren Schotterterrasse überragt, die auffällig ebene Oberfläche besitzt und einen Sockel von Grundmoränen hat. Westlich des oberen Vellachthales heben sich diese vornehmlich aus Kalk bestehenden Grundmoränen zum Rücken vom Heiligen Geist (891 m) empor. Diese Moränen bestehen vornehmlich aus Kalk; in den Schottern waltet Draumaterial vor.

Längs der Gail, wo die Kieshaufenmoräne aussetzt, zieht sich eine deutliche Terrasse entlang, die wir von Müllnern an, wo der Abfluss des Faaker Sees in die Gail mündet, bis zu deren Mündung in die Drau mit einem Gefälle von 5 ‰ verfolgen können. Ihr Schotter zeigt an der Gailbiegung typische Deltastruktur und liegt wenig weiter abwärts auf Grundmoräne auf; mehr gegen die Drau zu wird die Schichtung unregelmässig. Es scheint hier das Delta eines Sees vorzuliegen, den die Villacher Gletscherzunge im Gailthale bis 530 m aufstaute, sowie die Ablagerung der zugehörigen Umfliessungsrinne.

Im Gailthal kennen wir einen dem Villacher entsprechenden Endmoränenkranz nicht; auch im Rosenthale fanden wir keine Anzeichen von Halten im Gletscherrückzuge, entsprechend den Endmoränen Spuren im Wörther See. Riesige Schuttkegel der Karawankenbäche nehmen den Boden des Thales ein. Zwischen solchen Schuttkegeln liegt auch der 29,5 m tiefe Faaker See; doch dürften dieselben nicht hinreichen, um ihn aufzustauen. Wir fassen ihn als unverschüttet gebliebenen Überrest des stumpfen Endes der übertieften Gailfurche im Klagenfurter Becken auf. (Vgl. hierzu auch V. Hartmann, Das Kärntner Faakerseethal. XXIX. Jahresber. d. Staats-Oberrealschule Klagenfurt 1886.) Zwischen dem Faaker See und dem Rosenthale haben wir ebensowenig Endmoränenwälle wie zwischen Drau und Wörther See.

Lokalgletscher der Karawanken.

Die mächtige Kette der Karawanken im Süden der Zunge des alten Draugletschers hat während der Eiszeit eigene Gletscher getragen, welche jene im Westen erreichten, aber im Osten nicht bis zu ihr herab gelangten. Dies erhellt aus einer Anzahl von mehr gelegentlich angestellten Beobachtungen aus den Jahren 1889 und 1890, die zu kontrollieren wir seither keine Gelegenheit hatten.

Nach der gesamten Konfiguration kann kein Zweifel darüber sein, dass die Quellthäler des Rosenbaches, von denen der Gračenicagraben vom Mittagkogel (2143 m) kommt, eigene Gletscher barge, welche das Schwinden des Draugletschers überdauerten; lagert doch im Rosenbachthale eine ziemlich mächtige Schotterterrasse, die eine nach dem Rückzuge der Vergletscherung erfolgte Zuschüttung des Thales um 30—50 m anzeigt, und im Schotter kommen in den Aufschlüssen am Bahnhofs Rosenthal gekritzte Geschiebe vor. Ausgedehnte Gletscherspuren fanden wir in den beiden Thälern, welche an der Erhebung des Hochstuhl (2239 m) wurzeln. Sehr mächtige Moränen finden sich im Bärenthale zwischen 600 und 800 m Höhe in der Gegend von Stornig und Eeel. Sie bestehen ausschliesslich aus dem Material des Thales und ruhen auf Schotterablagerungen auf. Bereits im Bereiche der Ufermoränen des Draugletschers befindlich, stellen sie wohl eine Art Verbauung des Bärenthales dar. Darauf weisen die Schotter in ihrem Liegenden, welche mit einer ausserordentlich groben Geröllbildung von Thalgestein beginnen. Hiernach wäre der Bärenthalgletscher ein Zufluss des Draugletschers gewesen. Spuren einer jüngeren Endmoräne fanden wir unterhalb der kleinen Thalweitung, welche auf der Spezialkarte die Höhenzahl 1190 m trägt. Unterhalb der Matschacher Alm trafen wir horizontal geschichteten groben Schotter, vermutlich die Randbildung des entsprechenden Gletschers. Die zugehörige Schneegrenze schätzen wir auf 1700 m.

1) Vergl. Chamberlin and Salisbury, Geology III 1906. S. 364.

Sehr mächtige Moränenmassen liegen im Bodenthale oberhalb seiner Abzweigung vom Loiblthale in 900—1000 m Höhe. Sie bestehen aus eckigem Kalkschutte, in dem sich nur ganz selten, aber sehr deutlich geschrammte Geschiebe finden. Darunter erstreckt sich Schotter, vielfach lose verfestigt, bis 800 m Höhe herab. In ihm fanden wir einzelne Serpentinegeschiebe; diese Fremdlinge können über den Oreinca-Sattel (1124 m), den der Rand des Draugletschers überschritt, in den Bleiberger Graben gelangt sein. Wir haben es hier abermals mit einer kleinen Thalverbauung zu tun. Aber die Moränen bei Wost (1003 m) tragen bereits ganz das Gepräge von Endmoränenwällen eines Bodenthalgletschers von 5 km Länge, der eine Schneegrenze von etwas weniger als 1500 m Höhe voraussetzt. Die gleichfalls in der Nähe der Zelenica (2179 m) sich drängenden Verastelungen des Loiblthales scheinen auch Gletscher besessen zu haben; wenigstens stellt sich bei Spitzar (844 m) eine an Niederterrassen erinnernde Schotterablagerung ein.

Ziemlich ansehnliche Gletscher lagerten unter den steilen Nordwänden der Koschuttakette. Im Westen reichten sie weit im Waidischthale abwärts. Moränen trafen wir unfern der Vereinigung der beiden Quellthäler des Ribnica- und Hudabaches unfern Cauch in 700 m Höhe. Eine prächtige rechte Ufermoräne des Hudagletschers sperrt das Längsthal von Zell bei der Pfarr ab. Sie wird von Teller auf Blatt Eisenkappel als Gehängeschuttablagerung verzeichnet. Während der Gletscher des Waidischthales wahrscheinlich noch mit dem Draugletscher zusammengestossen ist, war dies mit dem Freibachgletscher östlich von Zell bei der Pfarr nicht mehr der Fall. Er hinterliess an einer Stelle, wo Tellers Karte obermiocänes Conglomerat verzeichnet, nämlich oberhalb des Terklwirtshauses (856 m), deutliche, teilweise auf conglomeriertem Schotter aufsitzen- den Endmoränen. Weiter abwärts folgen dann gelegentlich Schotterablagerungen, manchmal zu Nagelfluh verkittet, die Teller gleichfalls irrtümlich zum Miocän stellt; dann erst kommen die bereits erwähnten Ufermoränen des Draugletschers, 5 km von den Endmoränen des Freibachgletschers entfernt. Letzterer hatte eine Länge von 5 km und setzt eine Höhe der Schneegrenze in etwa 1500 voraus. Das Tal von Zell bei der Pfarr lag also zwischen zwei Gletscherzungen. Es macht den Eindruck, infolge der Abdämmung durch den Hudagletscher im Westen verschüttet worden zu sein. An seiner Nordflanke liegt am Südgehänge der Setiče (1925 m) eine bereits von Teller erwähnte verfestigte Gehängeschuttbildung. Sie ist in einer grossen Gehängenische aufgeschlossen, dort wo die Spezialkarte Probe Cerech verzeichnet. Die weithin sichtbaren Wände der Breccie und die Gesamtheit ihres Auftretens erinnern lebhaft an die oberen Partien der Höttinger Breccie. Doch gelang es uns weder im Hangenden noch im Liegenden Moränenspuren zu finden; aber wir irren wohl nicht, wenn wir die dann und wann in den Ufermoränen des Hudagletschers auftretenden Breccienblöcke auf unser Vorkommen zurückführen, welches wir daher ebenso wie die Gehängeschuttbildung unter den Ufermoränen von Rechberg für älter als die Würm-Eiszeit erachten.

Das Thal der Vellach, welches quer durch die Karawanken hindurch Wasser der Steiner Alpen dem Klagenfurter Becken zuführt, hat, wie Luce rna gezeigt, nur im Bereiche der Steiner Alpen einen kleinen eigenen Gletscher besessen, der bis etwa 920 m Höhe herabreichte. Von seinem wenig deutlich ausgesprochenen Ende bis zu den Ufermoränen des Draugletschers bei Rechberg sind 15 km; auf dieser Strecke ist kein Karawankengletscher bis ins Vellachthal gelangt, namentlich auch nicht vom Hochobir (2141 m), der nach unseren Beobachtungen nicht einmal einen Gletscher in das der Vellach tributäre Ebriachthal herabgesandt hat; dagegen halten wir für durchaus möglich, dass, wie Heritsch annimmt, an seiner Nordflanke ein Gletscher im Wildensteiner Thale lag. Der letzte von den höheren Gipfeln der Karawankenkette, der Petzen (2114 m), hat so ausgezeichnete Karformen auf seiner Nordseite, dass an der Existenz früherer Gletscher nicht gezweifelt werden kann. Neuschnee, der in der Osterwoche 1908 Einzelheiten in den Bergformen besonders deutlich machte, liess erkennen, dass sich die glacialen Formen bis etwa 1200 m Höhe herabsenken. Dies würde auf eine eiszeitliche Höhe der Schneegrenze in etwa 1600 m Höhe schliessen lassen. Jedenfalls haben die Petzengletscher den Fuss des Berges nicht erreicht und sind nicht ins Klagenfurter Becken herabgestiegen. — Auf der Südseite der Karawanken findet sich im Thale der Neumarktl Feistriz bei Neumarktl eine deutliche Schotterterrasse, die sich in das St. Annathal hinein fortsetzt. Hier stellt sich 4 km oberhalb Neumarktl ein grobes Blockwerk von zum Teil hausgrossen Trümmern ein, das aus dem Gebenthal heraustritt. Ich war anfänglich geneigt, es für die Ablagerung eines grossen Bergsturzes zu halten. Das Studium der Latemargletschermoränen (S. 946) hat mich seither darauf gebracht, dass möglicherweise die

Moränen eines bis 600 m Höhe herabreichenden Gebenthalgletschers vorliegen könnten. Ein solcher Gletscher würde eine allerdings recht tiefe Lage der Schneegrenze, nämlich in 1400 m, voraussetzen, während mich der Karmangel auf der Südseite der Karawanken früher mutmassen liess, dass hier die Schneegrenze mindestens 1700 m hoch gelegen gewesen sei.

Überblicken wir unsere recht lückenhaften Beobachtungen über die alten Karawankengletscher, so gelangen wir zu einer ähnlichen Höhe der zugehörigen Schneegrenze wie Lucerna für die angrenzenden Steiner Alpen, nämlich etwa 1500 m. Ist das Blockwerk vor dem Gebentale eine Moräne, so lag die Schneegrenze im Süden tiefer als im Norden, entsprechend der tiefen Lage der eiszeitlichen Schneegrenze am Südsaume der Alpen; im Osten lag sie höher als im Westen; die massige Erhebung der Steiner Alpen legt sich hier südlich vor die Karawanken und fängt ihnen die reichen Niederschlagsmassen ab.

Lokalgletscher östlich und nördlich von der Zunge des Draugletschers.

Gleich der Südumrahmung des Klagenfurter Beckens hat auch der Ost- und Nordrand desselben eigene Gletscher besessen, deren Spuren wir nicht näher untersuchen konnten. Sie setzen insgesamt eine Schneegrenzhöhe von 1750—1900 m, also ganz erheblich höher als in den Karawanken, voraus.

Böhm Edler von Böhmersheim hat die Spuren kleiner Gletscher auf der Koralpe nachgewiesen, wo sie sich in den Karen nördlich des Speikogels (2141 m) bis etwa 1700 m Höhe herabzogen. Böhm schliesst aus ihnen auf eine Schneegrenze in 1750—1850 m. Richter (1900 S. 84) möchte diese kaum niedriger als 1800 m ansetzen. Den gänzlichen Mangel jedweder Gletscherspur im Saualpenzuge, dessen höchster Gipfel 2081 m erreicht, bezeichnet Richter als einen der auffallendsten Züge in dem Bilde der alten Vergletscherung der Ostalpen. Jedoch hält er abermalige genaue Nachforschung für wünschenswert. In der Tat lässt die Darstellung der Originalaufnahme von Blatt 18 XI der österreichischen Spezialkarte die Andeutung von Karen im Einzugsgebiete des Arlingbaches erkennen. Die Neuaufnahme von Blatt Villach 18 X der genannten Karte zeigt ferner auf der Nordostseite der Gerlitzten, die sich am Nordufer des Ossischer Sees zwischen Armen des alten Draugletschers auf 1909 m erhebt, ein deutliches Kar. Richters Bemerkung über den Karmangel dieses Berges trifft also nicht ganz zu. Am Boden dieses Kares verzeichnet die genannte Karte das charakteristische Auf und Ab einer kleinen Moränenlandschaft, die bis 1650 m herabreicht. Wir möchten daher mutmassen, dass sich hier ein kleiner Gletscher mit etwa 1750 m Schneegrenzhöhe befand.

Auch der weiter nördlich gelegene einst rings vom Drauthaler Eise umflossene Wöllaner Nock (2139 m) scheint einen eigenen Gletscher besessen zu haben. Die Originalaufnahme von Blatt 18 IX verrät an seiner Nordostseite ein deutliches Kar, dessen Sohle 1800—1900 m hoch gelegen ist. Der entsprechende Gletscher verlangt eine Schneegrenze in 1900 m Höhe.

Verlauf der eiszeitlichen Schneegrenze auf dem Draugletscher.

Drauaufwärts nimmt erst das Gebirge im Drau-Knie von Sachsenburg typische Karformen an und hat zweifellos eigene Gletscher getragen. Solche gingen vom Goldeck (2139 m) aus; ihre deutlichen Endmoränen liegen im Kare südlich des Gipfels in 1800 m, im nördlichen Kare bei der Schmalzgrubhütte in 1600 m Höhe im Niveau der Geschiebegrenze des Draugletschers. Diese beiden Gletscher dürften zur Würm-Eiszeit gehören, deren Schneegrenze sie uns hier im Innern des Gebirges zu 1800 m bei Nord-, zu 1900 m bei Südexposition, also etwa so hoch wie bei der Koralpe anzeigen. Wir sehen also im Draugebiete ebendasselbe Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze vom südlichen Gebirgsrande zum Gebirgsinnern, dem wir so oft schon begegnet sind, und die gewaltige Zunge unseres Gletschers, die sich im Klagenfurter Becken breit machte, lag in ihrer ganzen Ausdehnung unterhalb der Schneegrenze; ja wir müssen sogar annehmen dass der eigentliche Draugletscher bereits von der Gegend von Spittal an der Drau

an aper gewesen ist, während der Gailgletscher trotz seiner mutmasslich geringeren Höhe noch bis zum Saume des Klagenfurter Beckens eine Firndecke trug. Die eiszeitliche Schneegrenze lief von Spittal an der Drau bis an den Fuss der Karawanken schräg über die Gletscheroberfläche. Damit steht im Einklang, dass sich letztere im Klagenfurter Becken nach Nordosten senkte.

IV. Der Draugletscher.

Ältere Eiszeitpuren und Rückzugsstadien.

Altmoränen im Klagenfurter Becken. Altmoränen am Krappfelde. Hochterrassenschotter im Gletschergebiete. Das obermiocäne Sattnitz-Conglomerat. Verhältnis des Klagenfurter Beckens zum Sattnitz-Conglomerat. Profile durch das Klagenfurter Becken. Die Hollenburger Nagelfluh. Liegend-Moränen von Maria-Rain. Liegend-Thone der Matschach-Mühle. Das Delta von St. Jakob Rosenbach-Nagelfluh. Hollenburger Nagelfluh im Wörther Seethale. Nagelfluh im Bleiberger Thale und im Gailthale. Schotter von Förderlach. Schieferkohlen von Nisalach. Hangend-Moränen. Liegend-Moränen. Zugehörigkeit zur Riss-Würm-Interglacialzeit. Zugehörigkeit der Hollenburger Nagelfluh zur Mindel-Riss-Interglacialzeit. Deltaschotter von Villach.

Gesimse im Drau- und Gailthale. Der Millstätter See. Entstehung durch glaciale Diffuenz. Der Weissensee. Entstehung durch glaciale Transfluenz. Waisach-Nagelfluh. Rückzugsstadien. Bergstürze.

Altmoränen im Klagenfurter Becken.

Vor den geschilderten Jung-Endmoränen des Draugletschers liegen an einer Stelle im Klagenfurter Becken ältere Moränen; sie schmiegen sich an den Westabfall des Liebtschberges bei Bleiburg und bilden hier ein sanft welliges Gelände, das sich 60 m über das benachbarte Niederterrassenfeld erhebt. Die Dinge liegen in einer gewissen Beziehung ähnlich wie am nördlich benachbarten Rinkenberge; aber die Ablagerung wird oberflächlich von gelbem Lehm bedeckt, der am Rinkenberge fehlt, und nirgends sieht man hier oberflächlich Kalkgeschiebe umherliegen, die dort so häufig sind. Man trifft lediglich Gerölle von Quarz und quarzitischen Gesteinen. Erst tiefere Einschnitte, namentlich der gegen Lettenstetten führenden Hohlweg, legen unter ziemlich beträchtlicher Verwitterungskruste Grundmoräne bloss, die auf lose verfestigten Schottern aufruhet. Der Gesamthabitus der Ablagerung ist der von Altmoränen der Riss-Eiszeit.

Hiernach hat während der Riss-Eiszeit der Draugletscher im Klagenfurter Becken nur 2 km weiter ostwärts gereicht als zur Würm-Eiszeit. Er ist auch damals nicht aus dem Klagenfurter Becken herausgetreten. Weder auf dem niedrigen Sattel (545 m), auf dem die Südbahn östlich Bleiburg ins Miessthal übertritt, noch auf dem Sattel des Grutschen (652 m), der ins Gebiet des Lavantthales hinüberführt, fanden wir irgend eines der charakteristischen erratischen Geschiebe des Draugletschers.

Altmoränen am Krappfelde.

Wesentlich anders liegen die Dinge vor der Nordostzunge des Draugletschers, welche die Gurk zur Seite schob. Die Jung-Endmoränen des Draugletschers halten sich hier rechts der Gurk und haben das Krappfeld vor sich; die Altmoränen greifen auf das linke Gurkufer über und schmiegen sich, das Krappfeld hinter sich lassend, an den Rücken, welcher das Gurkthal vom Görttschitzthale trennt. Wir trafen sie 1888 mit charakteristischer Verwitterungskruste an dessen Ostfusse bei Althofen und Kappel. Vorher schon hatte Seeland¹⁾ auf der Höhe des Rückens bei der Wait. schacher Kirche unfern Hüttenberg (1154 m) Hochgebirgsschotter gefunden, den er

1) Der Hüttenberger Erzberg. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1876. S. 49.

als Moräne deutete. Seither hat Redlich¹⁾ bei Deinsberg, östlich Guttaring, Moränen bis auf die Höhe des Rückens (900 m) hinauf verfolgt, sowie bei Dachberg (690 m) und Dobranberg (808 m) festgestellt; ich selbst traf sie östlich St. Martin am Krappfelde bei Boden (600 m). Mögen einzelne Glimmerschiefer- und Quarzgerölle, die ich auf der Höhe zwischen hier und Eberstein im Görtschitzthale bis 950 m hinauf fand, vielleicht aus den liegenden Gosauschichten ausgewittert sein, so machen in den tiefer gelegenen Moränen Porphyrr und Kalkgeschiebe zweifellos, dass wir es mit Ablagerungen des Draugletschers zu tun haben, welche hier alpeneinwärts über das Krappfeld hinweg gefrachtet worden sind. War aber das Gebiet des Krappfeldes, welches zur Zeit der Jungmoränen von Niederterrassenschottern zweier einander sich entgegenstreckender Zungen des Drau- und Murgletschers aufgeschüttet wurde, zur Zeit der Altmoränen vom Draugletscher bedeckt, so traf sich dieser mit dem Eise des Murgletschers; die merkwürdige eisfreie Partie, welche während der Würm-Eiszeit zwischen beiden lag, war während der Riss-Eiszeit nicht vorhanden und es fielen damals dem Görtschitzthale die Funktionen einer Umfließungsrinne der vereinigten Ärmee des Mur- und Draugletschers zu.

Möglicherweise stellt die Görtschitzlinie noch nicht die äusserste Grenze der Vereisungen überhaupt dar. Herr Berghauptmann Canaval in Klagenfurt teilte mir mit, dass er an der linken Seite des Görtschitzthales bei St. Wallburgen eine fast gänzlich verwitterte Trümmerablagerung kenne, in der er einige deutlich gekritzte Geschiebe gefunden habe.

Hochterrassenschotter im Gletschergebiete.

Die Schotter unter den Altmoränen an der Westseite des Liebtschberges bei Bleiburg sind von ihrem Hangenden nicht gerade scharf geschieden, sie erscheinen als deren fluvioglaciales Äquivalent; wir betrachten sie daher als Hochterrassenschotter, die wir hier zum erstenmale mit einiger Sicherheit nachweisen können. Wahrscheinlich erstrecken sie sich im Jaunthale ziemlich weit, aber petrographisch weichen sie von den dort herrschenden Niederterrassenschottern weder in Bezug auf Zusammensetzung noch durch den Grad ihrer Verfestigung sonderlich ab und es gelingt nur dort, wo sie sich von ihrem Hangenden scharf abheben, sie zu erkennen. So war uns möglich die Hochterrassenschotter in einzelnen Vorkommnissen bis in die Gegend von Kühnsdorf zu verfolgen.

Scharf ist die Grenze der äussersten Jungmoräne westlich Lettenstetten (vergl. S. 1080) gegen die liegende Nagelfluh. Ferner zeigte 1890 die Nagelfluh, welche sich gegenüber Eberndorf an der linken Flanke des Gösselsdorfer Seethales 20 m über Thal erhebt, unter dem hangenden, losen Schotter eine gewaschene Oberfläche. Wir erachten beide Vorkommnisse für fluvioglaciale Bildungen der Riss-Eiszeit, und dasselbe nehmen wir von der Nagelfluh am Ostufer des Gösselsdorfer Sees an, die der von Eberndorf gleicht. Auch eine Nagelfluh mit gekritzten Geschieben am Ostabfalle des Slinnah möchten wir zu den Schottern der Riss-Eiszeit rechnen.

Das obermiocäne Sattnitz-Conglomerat.

Westlich von diesen vereinzelt Hochterrassenschotter-Vorkommnissen innerhalb des Gebietes der Jung-Moränen hebt sich das jungtertiäre Conglomerat hervor, welches bis in die Nähe der Gail eine charakteristische Ausfüllung des Klagenfurter Beckens bildet. Es setzt zunächst die zwischen der untersten Vellach und der Drau bis rund 700 m ansteigenden Hügel zusammen. Dann bildet es den langgedehnten Rücken der Sattnitz, welcher das Wörther Seethal vom Rosenthal scheidet und nahe seinem Westende im

1) Die Geologie des Gurk- und Görtschitzthales. Ebenda. LV 1905. S. 327.

Tanzboden südlich vom Turiawalde seine grösste Höhe von 929 m erreicht. Schliesslich baut es zwischen Rosenthal und Gailthal die im Petelin in 802 m gipfelnden Hügel östlich des Faaker Sees auf. Neben diesen Vorkommnissen in der Beckenmitte haben wir sehr ausgedehnte am südlichen Beckenrande; hier begleitet es den Fuss der Karawanken fast ununterbrochen und zieht sich längs desselben, wie Teller gezeigt hat, im Osten in einzelnen Vorkommnissen bis in die Gegend von Windisch-Graz im Misslingthale. Dagegen reicht es im Westen nicht über das Becken hinaus und erstreckt sich nicht bis in das Gailthal hinein. Sein westlichster Aufschluss liegt am Ostfusse des Dobratsch, wo es durch den Waldweg von St. Johann nach Goritschach angeschnitten wird.

Das Sattnitz-Conglomerat ist von sehr bunter Zusammensetzung. Wir finden in ihm sowohl Gerölle von centralalpinen Gesteinen, unter denen namentlich die Serpentine des Glocknergebietes auffallen, als auch kalkalpines Material. Das Mischungsverhältnis ist aber ziemlich wechselnd; im Zuge der Sattnitz spielen die Urgebirgs- und Quarzgerölle eine viel grössere Rolle als am Fusse der Karawanken, wo das Conglomerat stellenweise nahezu ausschliesslich aus Kalkgeröllen besteht; es ist daher manchmal gar nicht leicht ein Handstück als Sattnitzconglomerat zu identifizieren. Aber beim Vorkommen in der Natur treten in der Regel Züge entgegen, welche seine Wiedererkennung und Unterscheidung von ähnlich zusammengesetzten Nagelfluhbildungen des Eiszeitalters erleichtern. Ganz regelmässig zeigen die Kalkgerölle des Sattnitz-Conglomerates tiefe Eindrücke, die den eiszeitlichen Nagelfluhbildungen fehlen; manchmal sind sie gerieft; zerborstene Gerölle sind nicht selten, die Gerölle aus Silikatgestein gewöhnlich gänzlich zersetzt, die Kalkgerölle gelblich angewittert, häufig brüchig, bisweilen ausgelaugt. Das Bindemittel erfüllt die Zwischenräume zwischen den einzelnen Geröllen meist gänzlich; das Conglomerat erscheint dicht, seine Hohlräume knüpfen sich an ausgelaugte Gerölle, während umgekehrt die Nagelfluhbildungen des Eiszeitalters ihre löcherige Beschaffenheit den nicht ausgefüllten Lücken zwischen den Geröllen danken. Endlich wechsellagern mächtige Nagelflubbänke im Sattnitz-Conglomerate nicht selten mit Lagen von Sandstein oder solchen von mergeliger Beschaffenheit. Alles in allem wiederholt es viele Züge der schweizerischen bunten Molassenagelfluh, insbesondere die der Nagelfluh der Allgäuer Vorberge westlich der Iller, und hebt sich gleich jener durch ihre gelbliche, stellenweise auch ins rötliche spielende Farbe von den mehr grauen Nagelfluhbildungen des Eiszeitalters ab. Gleichwohl fehlt es nicht an Ähnlichkeiten, so dass Teller auf seiner verdienstvollen geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen, wie bereits Heritsch bemerkt hat, verschiedene Vorkommnisse quartärer Nagelfluh, ja selbst Moränen mit dem Sattnitz-Conglomerat als obermiocäne Conglomeratbildung zur Darstellung gebracht hat.

Verhältnis des Klagenfurter Beckens zum Sattnitz-Conglomerat.

Das Sattnitz-Conglomerat lagert gleich der schweizerischen Molasse nicht ungestört. Es senkt sich von der Beckenmitte gegen die Karawanken, ist aber an deren Rande in der Regel aufgebogen und stellenweise von deren Gesteinen überschoben. Es bildet eine asymmetrische Mulde, deren Tiefenlinie hart am Karawankenfusse entlang läuft, also nicht mit der Mittellinie des Klagenfurter Beckens zusammenfällt. Das letztere deckt sich weder mit dem heutigen Ablagerungsgebiete des Conglomerates, das sich auf seine Südseite beschränkt, noch wird es von dessen Tektonik beherrscht. Sehen wir von

den übertieften Furchen auf seinem Boden ab und rekonstruieren wir das Becken bis zum Niveau seiner Aufragungen, westlich Klagenfurt also bis zu einer Höhe von 900–1000 m, so erscheint es als eine Weitung, die im Norden in die Basis des Sattnitz-Conglomerates eingeschnitten ist, während es im Süden letzteres als Basis hat. Die Weitung des Klagenfurter Beckens hat also mit der Entstehung des Sattnitz-Conglomerates nichts zu tun, sie ist jünger als dessen Schichtmulde. Das geht deutlich aus unserm Profile Fig. 130 hervor.

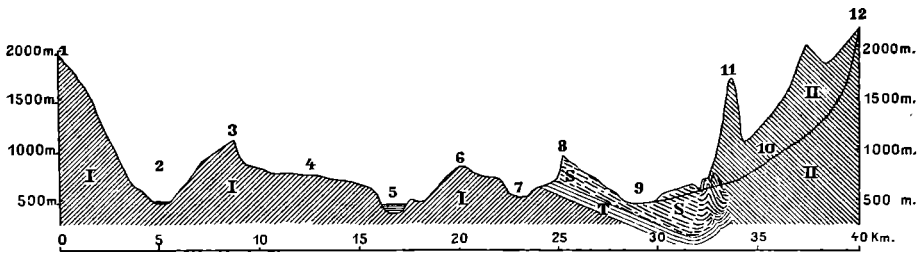


Fig. 130.

Querprofil durch das Klagenfurter Becken.

- 1 Gerlitzen; 2 Ossiacher See; 3 Rabenkofel; 4 Terrasse des präclacialen Thalbodens;
 5 Wörther See; 6 Pyramiden-Kogel; 7 Keutschacher Thal; 8 Sattnitz; 9 Rosenthal mit
 Gesimsen der Mindel-Riss-Interglacialzeit; 10 Bärenthal; 11 Matschacher Gupf; 12 Hochstuhl.
 I Grundgestein des Klagenfurter Beckens und seiner Nordumrahmung; II Karawanken;
 S Sattnitz-Conglomerat; T liegende Thone.

Profile durch das Klagenfurter Becken.

Unser Profil verläuft in gebrochener Linie von der Gerlitzen (1909 m) über den Pyramiden-Kogel (851 m) im Gildwalde bei Maria Wörth zum Hochstuhl (2239 m) in den Karawanken. Dieser und die Gerlitzen bilden den Rahmen, der das Becken weiter im Süden mehr als 1000 m hoch überragt; in die Weitung aber sind wiederum die übertieften Täler rund 500 m tief eingeschnitten. Zwischen dem Ossiacher Seethale und dem Wörther Seethale erstreckt sich ein Riedel von 750–1000 m Höhe; deutlich hebt sich ein südlicher, niedrigerer Teil von dem nördlich gelegenen höheren Teil in der Umgebung des Taubenbühl (1069 m) ab. Das Land besteht nach v. Hauers geologischer Übersichtskarte der österreichischen Monarchie ebenso wie an der Gerlitzen aus Glimmerschiefer und Phyllit. Die Höhe zwischen dem Wörther See und dem Rosenthale zerfällt in den Zug des Pyramidenkogels, der wiederum aus Phyllit zusammengesetzt ist, und den Rücken der Sattnitz. Zwischen beiden erstreckt sich eine übertiefte Furche, die zum Wörther See hin entwässert wird und in der wir den 15 m tiefen Keutschacher See, umrahmt von einer 10 m hohen Terrasse, antreffen. (Vergl. Vinc. Hartmann, Das seenreiche Keutschachthal in Kärnten. XXXIII. Jahresber. d. Staats-Oberrealschule in Klagenfurt. 1890). Unter den steilen Nordwänden der Sattnitz streichen in 680 m Höhe mächtige graue Thone aus, die Terrasse von Dobein bildend, an deren Fuss am Keutschacher See altes Gestein ausstreicht. Gewaltige Rutschungen haben hier und da mächtige, zusammenhängende Schollen des Sattnitz-Conglomerates in das Niveau ihres Liegendthones gebracht. Ebenso ist es nach Richard Canaval (Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. „Carinthia“ II 1902 Nr. 2 u. 3) weiter westlich, wo bei Penken im Liegendthone des Conglomerates zwei Braunkohlenflöze auftreten. Beim Abbau wurden darin Reste einer kleinen Tapir-Art, von *Rinoceros sansanensis* Peters, *Mastodon tapiroides* Cuv., *Mastodon angustidens* Cuv. und *Mastodon longirostris* Kaup., also von Repräsentanten der ersten und zweiten Säugetierfauna des Wiener Beckens gefunden (vergl. M. Vacek, Über einige Pachydermenreste aus den Ligniten von Keutschach in Kärnten. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887. S. 155). Hiernach ist die Kohle etwas jünger als die obere Südwassermolasse der Schweiz

und die hangende Nagelfluh dürfte gleichalt mit den obermiocänen pontischen Schichten des Wiener Beckens sein. Unter den Thonen streicht ein deutlicher Sockel von nach Hauers Karte zum Karbon gehörigen Gesteinen aus, der sich auf 650 m erhebt. Die Sohle des Sattnitz-Conglomerates liegt wiederum in 680 m; jedoch kommt den zwischengelagerten Thonen eine viel grössere Mächtigkeit als 30 m zu, da sie, wie der Bergbau gelehrt, ausgesprochen südlich fallen.

Gleiches gilt vom Conglomerate in ihrem Hangenden. 3.5 km südlich von den Wänden im Dobeinwalde schneidet die Drau bei 436 m Spiegelhöhe nicht durch das Conglomerat hindurch und bespült es an ihrem linken Ufer bei der Fähre von Dobein. Es senkt sich also dessen Sohle steiler als unter 4°, nämlich mit mehr als 70‰ südwärts.

Am rechten Ufer der Drau bildet das Sattnitz-Conglomerat südlich Feistritz eine Terrasse von 600—700 m Höhe am Fusse der Karawanken; seine Lagerung ist flach, jedoch ist Südfallen meist unverkennbar. Die sanft südlich ansteigende Terrassenfläche ist also keine Schicht-, sondern eine Erosionsfläche. In der Tat hebt sich südlich von der Terrasse das Sattnitz-Conglomerat zu viel ansehnlicheren Höhen herauf. Am Nordabfalle des Singerberges verfolgte ich es bis dicht an das Plateau, auf dem die Häuser von Singerberg (836 m) liegen; am Abfalle stösst es unvermittelt an Dolomit an. Am Wege von Feistritz zum Oreinca-Sattel sah ich Sattnitzconglomerat nicht bloss im Kuchel-(Hundsorfer)Graben mit ausgesprochenem Südfallen in 700 m, sondern auch noch in 900 m Höhe. Im Bärenthale oberhalb Feistritz endlich erstreckt es sich bis zu den beiden Brücken, welche den Weg eine kurze Strecke auf die rechte Bachseite bringen (nahe an der Nordgrenze des Blattes Radmannsdorf 20 X der Spezialkarte). Hier richtet sich das Conglomerat mit einem Male steil auf, erst mit Nordfallen, dann mit 60° nach Süd fallend, unter dicht benachbarte Karawankenkalke einschliessend. Dazwischen ragt ein Sporn zertrümmerter Karawankenkalke in das aufgerichtete Conglomerat hinein. Wenig weiter südlich tritt, mitten zwischen dem Matschacher Gupf (1691 m) und dem Hundsgupf (1580 m) gelegen, ein eigentümliches Conglomerat an der Basis der Schotter der Thalverbauung auf. Es besteht vornehmlich aus Quarz- und Lydit-Geröllen, welche in sandiger Grundmasse liegen und sich durch einen auffälligen oberflächlichen Glanz auszeichnen. Dies Quarz-Lydit-Conglomerat des Bärenthales bildet eine kleine Antiklinale. Wir glauben es in das Liegende des Sattnitz-Conglomerates verweisen zu sollen. Sein Auftreten würde sich nur durch Annahme einer Überschiebung der Karawanken über den aufgebogenen Saum des Sattnitz-Conglomerates erklären lassen.

Östlich von Klagenfurt vollziehen sich einige bemerkenswerte Veränderungen im Querprofile des Klagenfurter Beckens. Am Zollfelde endet der Zusammenhang der Höhen, welche sich nördlich des Wörther Sees bis zum Ossiacher See und St. Veiter Thale erstrecken, und ein schmaler Zug von Einzelbergen tritt an ihre Stelle. Im Meridian von Klagenfurt endet ferner der Rücken des Pyramidenkogels, der das Südufer des Wörther Sees begleitet. Nur der Rücken der Sattnitz zieht sich fort. Aber ihr Sockel von altem Gesteine taucht bald unter und die Wände des flach gelagerten Conglomerates entsteigen direkt der Ebene, welche Glan und Gurk im östlichen Teile des Wörther Seethales in einem Gebiete aufgeschüttet haben, wo sich die Liegendthone des Conglomerats erstreckt haben dürften. Vor den Karawanken aber entwickelt sich die vom letzteren gebildete Vorstufe an der Mündung des Freibachthales zu so ansehnlicher Breite, dass das Rosenthal auf 1 km eingeeengt wird. Nun tritt die Drau aus dem Rosenthale heraus und durchbricht den Rücken des Sattnitz-Conglomerates. Dort, wo sie nördlich desselben die Endmoränen zu queren sich anschickt, hat sie zur Linken bei Lind niedrige Höhen von altem Gesteine, rechts den aus Sattnitz-Conglomerat gebildeten Steinerberg; dicht an ihrem rechten Ufer kommen wenig weiter nordwärts die flach gelagerten Liegendthone des Conglomerates zum Vorschein, auf deren Kohleneinschaltungen bei Rückersdorf zeitweilig Bergbau umgeht. Von hier an haben wir südwärts flach gelagertes Sattnitz-Conglomerat; aber am Fusse der Karawanken treffen wir es knapp 1 km südlich vom Miklauzhohe wieder in aufgerichteter Lagerung mit steilem Nordfallen. Weiter östlich endlich beschränkt sich das Sattnitz-Conglomerat auf den Karawankenfuss, an dem es stellenweise zu ansehnlicher Höhe emporsteigt, und unmittelbar nördlich von ihm heben sich aus den Schotterflächen des Jaunthales einzelne Hügel von älterem Gestein heraus, wie der mehrfach erwähnte Slimnah und andere Kuppen bei St. Stefan, wie der St. Caldрина-Hügel bei St. Michael, wie der Liebitchberg bei Bleiburg. Es ragt also hier quer über das Klagenfurter Becken das Grundgestein des Tertiärs in einzelnen Kuppen auf. Aber dicht daneben ist zwischen Wackendorf und Pirkdorf, wie Canaval berichtet,

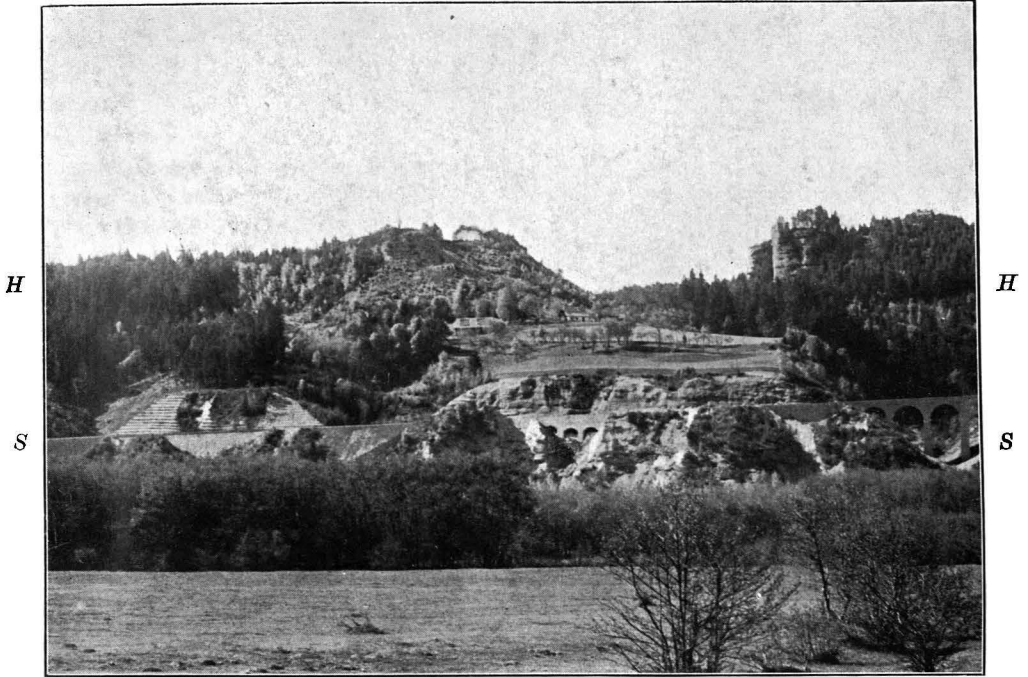
Letten, wie er im Liegenden des Conglomerates vorkommt, in einer Mächtigkeit von 300 m erbohrt. Man wird daher hier an einen ansehnlichen Bruch am Karawankenfusse zu denken haben, längs dessen die Tertiärfüllung des Klagenfurter Beckens in grosse Tiefen herabgesenkt worden ist.

Westlich des Profiles, von dem wir ausgingen, dünnen sich die Liegendthone des Sattnitz-Conglomerates aus und am Tabor östlich des Faaker Sees liegt es unmittelbar auf Dolomit auf. Südlich davon ist es am Fusse der Karawanken im Worounica-Graben disloziert; es fällt hier beträchtlich gegen Süd. Ebenso ist das Fallen von benachbarten Quarz-Lydit-Conglomeraten, welche denen des Bärenthales gleichen. Ihr Konnex mit dem Sattnitz-Conglomerate war auch hier nicht klar zu erkennen. Ein drittes Vorkommnis dieser Quarz-Lydit-Conglomerate findet sich im Rosenbachthale dicht oberhalb des Bahnhofes Rosenbach, wo es von der Rosenbach-Nagelfluh überlagert wird. Unser Vollbild S. 1106 zeigt den Aufschluß. Die Quarz-Lydit-Conglomerate bilden im Rosenbachthale eine Antiklinale, die im Bachbette erschlossen ist, und zeichnen sich durch die reichliche Führung von Glockner-Serpentinen aus. Dann und wann bergen sie Schmitzen von Glanzkohle. Solche haben auch, wie R. Canaval berichtet, in der Nähe von Latschach Veranlassung zu Schürfungen gegeben; sie traten hier in sehr steiler Schichtstellung auf. Endlich ist das Sattnitz-Conglomerat, das der Abfluss des Faaker Sees zwischen St. Stefan und Müllnern durchschneidet, disloziert. So haben wir es denn auf der Gesamterstreckung des Karawankenfusses im Klagenfurter Becken allenthalben mit Schichtstörungen zu tun, die jünger als das Obermiocän sind.

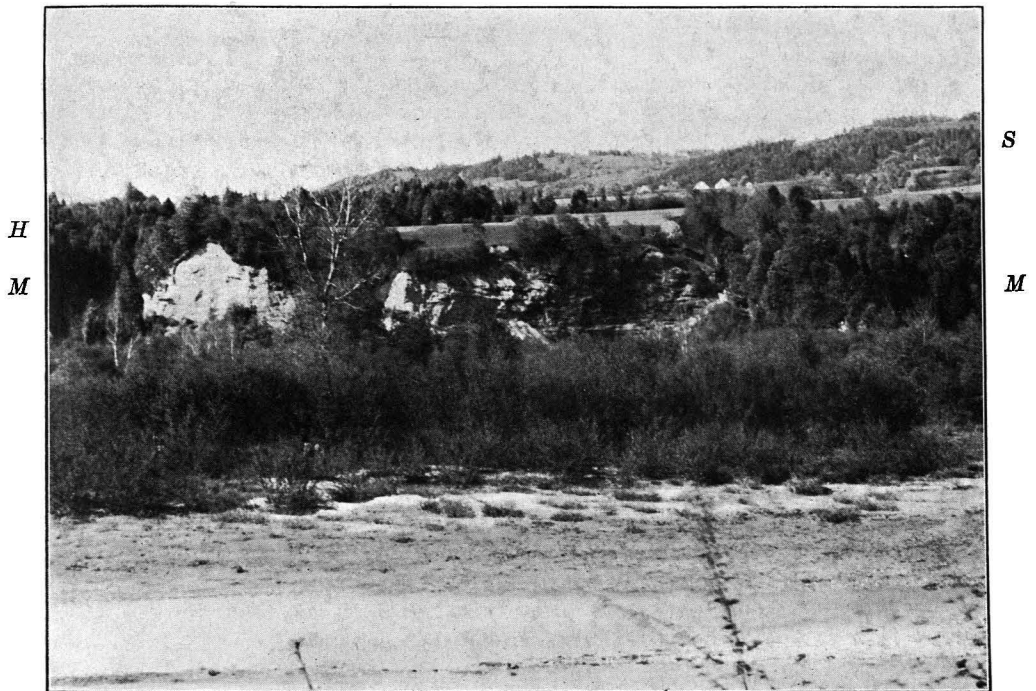
Die Hollenburger Nagelfluh.

Südlich von Klagenfurt wird der Sattnitzrücken von der Hollenburger Einsattelung unterbrochen, welche sich auf 531 m herabsenkt und von altersher einen bequemen Zugang von Klagenfurt zum Rosenthal eröffnet. Ihr folgt die alte Strasse zum Loiblpasse, sowie neuerdings die Karawankenbahn. In dieser Einsattelung treffen wir eine Nagelfluhbildung, welche bisher mit dem Sattnitz-Conglomerat zusammengefasst worden ist, welche sich aber durch die Art ihres Auftretens und durch ihre petrographische Zusammensetzung davon deutlich unterscheidet. Ist zwar ihre Zusammensetzung auch eine ähnlich bunte, so gehört sie doch zum Typus der löcherigen Nagelfluh, in welcher die Zwischenräume zwischen den Geröllen nicht gänzlich vom Zemente erfüllt sind. Hohle Gerölle sind selten, Gerölle mit Eindrücken fehlen gänzlich. Von Klagenfurt aus kommend begegnet man ihr bereits 3 km südlich der Stadt, dort, wo der Anstieg der Strasse beginnt. Sie reicht hier bis zur Ausfüllung des Wörther Seethales herab (440 m) und steigt in zwei Absätzen rasch bis beinahe 550 m empor. Zu beiden Seiten dieses Vorkommnisses erhebt sich der felsige Sockel der Sattnitz, im Westen bei Opferholz auf 702 m, im Osten am Fusse des Stiftkogels über 600 m, und beide Sockel werden von Wänden des Sattnitz-Conglomerates überragt. Hiernach bildet unsere tiefer gelegene Nagelfluh, die wir nach ihrem Hauptvorkommen „Hollenburger Nagelfluh“ heissen wollen, die Ausfüllung eines die Sattnitz bis in ihren Sockel durchschneidenden Thales. Unfern des Kanonenhofes hat sich die Westseite dieses Thales noch erhalten. Sie bildet das westliche Gebänge des dortigen Thälchens, während am Ostgebänge die Nagelfluh auftritt. Fig. 131 zeigt diese Lagerungsverhältnisse.

Sehr ausgedehnt ist das Vorkommen der Hollenburger Nagelfluh am Abbruche der Einsattelung gegen das Drauthal. Wir können sie hier fast 6 km weit verfolgen, von Tschachoritsch bis in die Nähe von Maria Rain. (Vergl. Fig. 132). In der Gegend von Hollenburg bildet sie malerische Wände, aus denen die losen Partien herausgebröckelt sind, so dass Höhlungen entstanden sind, nach denen das Schloss seinen Namen erhalten haben dürfte. Hier auch erreicht die Nagelfluh mit 595 m ihre grösste Höhe. Unser Vollbild zeigt oben die höchste Partie und darunter das Sattnitz-Conglomerat. In einiger Entfernung erhebt sich letzteres im Osten und Westen bis auf



Die Hollenburger Nagelfluh (*H*) überlagert das miocäne Sattnitz-Conglomerat (*S*) bei Koratscha unterhalb Hollenburg am linken Drau-Ufer.



Die Schotter und Moränen der Mindel-Eiszeit (*M*), überlagert von der Hollenburger Nagelfluh (*H*) und überragt von den Höhen des Sattnitz-Conglomerates (*S*). Linkes Drau-Ufer bei Maria Rain.

800 m Höhe. Es liegt also auch hier die Nagelfluh in einem Thale, das in das Sattnitz-Conglomerat einschneidet.

Die Hollenburger Nagelfluh ist weit älter als die Würm-Eiszeit: sie wird von deren Moränen bedeckt. Blöcke von ihr, gelegentlich prächtig geschrämmt, kommen in denselben vor. Sie zeigt unter ihnen Rundbuckelformen, so namentlich im Presekenwalde nordöstlich von Hollenburg; hier trägt sie einen deutlich ostwärts gerichteten Gletscherschliff. In die Nagelfluh ist die Passhöhe eingeschritten; sie stellt ein verschüttetes Thal dar, das mit groben Schottern erfüllt ist. Gekritzte Geschiebe in letzteren vertragen fluvio-glacialen Ursprung. Ausgedehnte Bänderthonlager, die in mehreren Ziegeleien ausgebeutet werden, breiten sich daneben aus und führen zur Mutmassung, dass die Passhöhe zeitweilig von einem glacialen Stausee erfüllt war, mutmasslich damals, als die eiszeitlichen Gletscher noch im Wörther Seethale und im Rosenthale lagen, aber die Sattnitz bereits verlassen hatten.

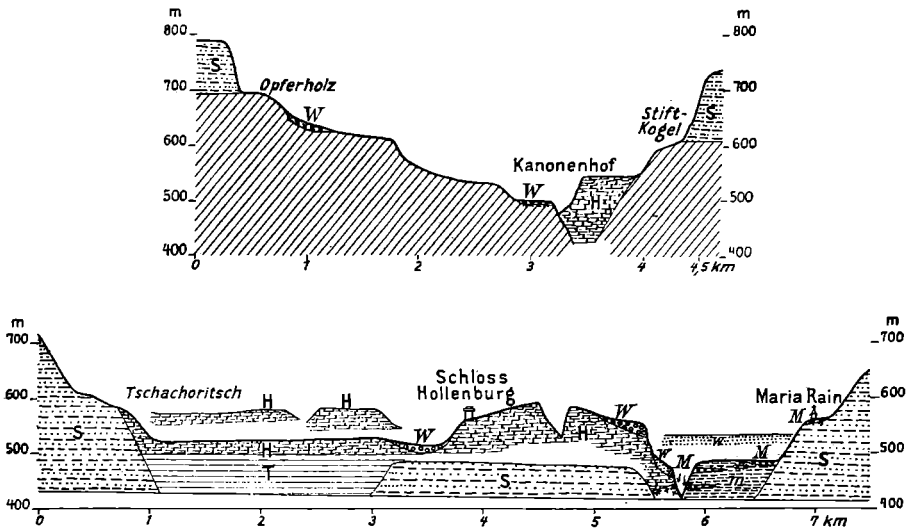


Fig. 131 und 132.

Fig. 131. Querschnitt durch den Sattel von Maria Rain unfern Klagenfurt. Grundgestein schräge schraffiert; S Sattnitz-Conglomerat; W Moränen der Würm-Eiszeit.

Fig. 132. Querschnitt durch den Sattel von Maria Rain längs der Drau. S Sattnitz-Conglomerat; M Moränen und m Schotter der Mindel-Eiszeit; T Thone der Matschach-Mühle; H Hollenburger Nagelfluh; W Moränen und Bänderthone und w Schotter der Würm-Eiszeit.

Liegend-Moränen von Maria Rain.

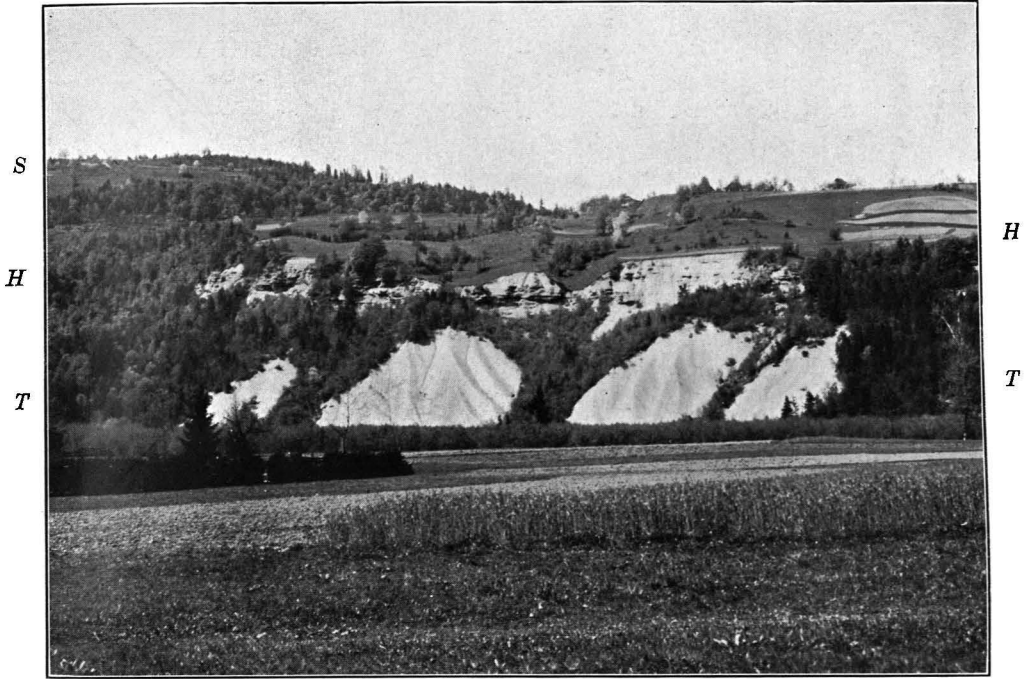
Beim Schlosse Hollenburg streicht unter der Hollenburger Nagelfluh Sattnitz-Conglomerat aus, aber der Kontakt zwischen beiden ist nicht entblösst. Eine sanfte Geländestufe zwischen beiden Ausstrichen lässt uns die Einschaltung eines Zwischengliedes mutmassen. Auch weiter östlich ist längs der neuen Eisenbahnlinie, welche 2 km weit am Sattnitz-Conglomerate entlang führt und dann an die Hollenburger Nagelfluh herantritt, der Kontakt von beiden nicht entblösst. (Vergl. Fig. 132 und Vollbild S. 1102 oben). Wenig weiter drauabwärts, dort, wo der von Ehrensdorf zur Drau herabführende Graben mündet, sehen wir längs der Drau nicht mehr das Sattnitz-Conglomerat, sondern begegnen auf einer Entfernung von fast 700 m einem Komplex von

Schottern, Sanden, Thonen und Moränen einer älteren Eiszeit, der gegen Osten von dem sich hier emporhebenden Sattnitz-Conglomerate abgeschnitten, im Westen aber von unserer Hollenburger Nagelfluh bedeckt wird (vergl. Fig. 132 und Vollbild S. 1102 unten). Wir haben es hier also mit der Ausfüllung eines Thaleinschnittes im Sattnitz-Conglomerate zu tun, welche durchaus das Gepräge von Ablagerungen einer älteren Eiszeit trägt: der Hollenburger Nagelfluh kommt also eine interglaciale Stellung zu.

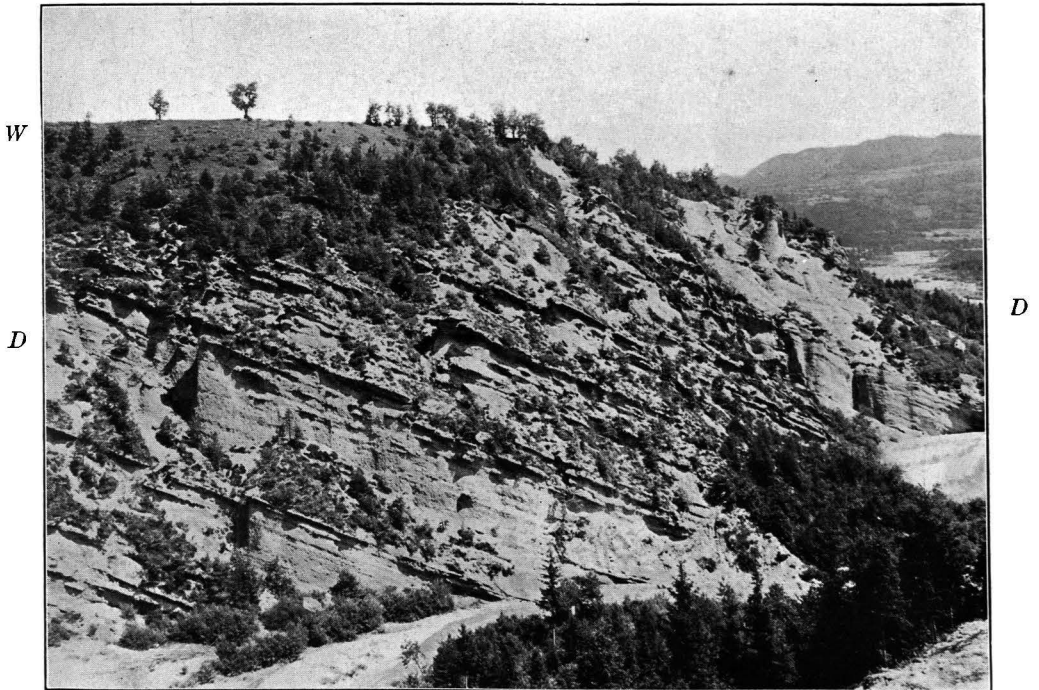
Die einschlägigen Aufschlüsse lernen wir am besten kennen, wenn wir vom Bahnhofs Maria Rain zunächst der Strasse nach Hollenburg folgen. Am Waldsaume treffen wir südlich der Häuser von Sipperhof einen Steinbruch in der Hollenburger Nagelfluh. Von hier gehen wir in südöstlicher Richtung zu einem kleinen Graben, der westlich des Ehrendorfer Grabens zur Drau herabführt und diese gerade bei dessen Mündung erreicht. Dort wo ihn die Eisenbahn übersetzt, finden wir den losen Schotter der Passthalsohle; er ist hier besonders grobkörnig und lagert unmittelbar östlich des Bahndamms in 470 m Höhe auf der Hollenburger Nagelfluh auf. Letztere verfolgen wir thalabwärts. Sie ist an der linken Flanke in einem kleinen Steinbruche erschlossen, der sie in allen ihren charakteristischen Eigenschaften zeigt. 10 m tiefer sprudeln an einer von ihr gebildeten Felswand in 440 m Höhe zahlreiche Quellen hervor, welche den Sockel der Wand mit Kalktuff überkrusten. Etwas tiefer erschliesst dann der Ehrendorfer Bach unmittelbar unter unserer Wand eine typische, sehr feste Grundmoräne, gespickt mit Geschieben, die grösstenteils glänzend poliert sind, aber keine Kritzung besitzen. Diese Grundmoräne gehört zu einem Komplex von sandig-thonigen Schichten, welche das Ehrendorfer Thälchen von 470 m Höhe abwärts erschliesst. Links der Thalmündung nimmt dieser Komplex kiesige Beschaffenheit an; er erhebt sich hier höher als die Sohle der Hollenburger Nagelfluh auf der anderen Bachseite, nämlich auf beinahe 480 m Höhe, und reicht bis zum Drauspiegel (421 m Höhe) hinab. Hier liegt lose verfestigter Kies vor, der sehr viel weniger Kalkgerölle enthält, als die Hollenburger Nagelfluh; Grauwacken, sowie Quarze spielen in ihm eine vorwaltende Rolle. Darenin schalten sich in verschiedenen Niveaus Moränenbänke ein, die nach kurzer Erstreckung wieder verschwinden. Alles in allem haben wir hier einen ähnlichen Komplex aus einer älteren Eiszeit vor uns, wie ihn uns das Innufer bei Wasserburg aus der Würm-Eiszeit zeigt.

Liegend-Thone der Matschach-Mühle.

Ebenso wie östlich, so verschwindet auch westlich vom Schlosse Hollenburg der Ausbiss des Sattnitz-Conglomerates unter der Hollenburger Nagelfluh. Hier aber stellen sich längs der Drau silbergraue Thone ein, über welchen die Nagelfluh in rund 500 m Höhe austreicht. An der Grenze beider kommen zahlreiche Quellen zum Vorschein. So ist es schon südlich Preleibl, so namentlich südlich Tschachoritsch. Hier sind an der Matschachmühle (Maschkovmühle der Spezialkarte) die Liegend-Thone durch eine grossartige Rutschung erschlossen, die auf dem beistehenden Bild deutlich hervortritt. Sie erheben sich etwa 70 m über die Drau, mehrere Plaicken (Rutschungen) bildend, deren Oberfläche durch breite Wasserrisse eine gewisse Gliederung erhält. In diesen breiten Wasserrissen gehen während des Frühjahrs ganze Schlammströme herab, welche ihren Boden furchen und schrammen. Oben sehen wir wieder die löcherigen Wände der Nagelfluh. Die Thone der Matschachmühle haben uns nicht, wie so viele Bänderthone, gekritzte Geschiebe geliefert, sie haben auch nicht die deutlichblättrige Schichtung der lacustren glacialen Bänderthone. Wir möchten sie daher nicht zu solchen rechnen, sondern lediglich als lacustres Sediment deuten. Wenig westlich dieser grossen Aufschlüsse hebt sich das Sattnitz-Conglomerat an der Drau wieder hervor und schneidet unsere Thone ab, die ganz ebenso wie der Schotter und der Moränenkomplex des Ehrendorfer Thälchens die Ausfüllung eines in das Sattnitz-Conglomerat eingeschnittenen Thales bilden. So haben wir denn auf der Südseite des Hollenburger Passes die Anzeichen zweier verschütteter Thälchen im Sattnitz-Conglomerate, welche bis zum Drauspiegel herabreichen. Der Hollenburger Sattel



Die Hollenburger Nagelflub (*H*), die Seethone (*T*) der Matschachmühle am linken Drau-Ufer überlagernd und überragt vom Sattnitz-Conglomerat (*S*).



Interglaciales Delta von St. Jakob (*D*), von den Moränen der Würm-Eiszeit (*W*) überlagert.

knüpft sich sohin an zwei alte Thäler an, welche sich im Bereiche des Sattnitzconglomerates vereinten und deren Lauf oberflächlich noch durch das eigentliche Passthal zwischen Klagenfurt und Maria Rain sowie durch das Köttmannsdorfer Thal angezeigt ist.

Ausser dem Hollenburger Sattel queren weiter ostwärts noch drei andere Einschnitte den Sattnitzrücken. Sie tragen allesamt den Charakter von verlassenen Querthalstrecken, welche nunmehr hoch über dem Wörther Seethale und dem Rosenthale abbrechen, gegen beide stufenförmig mündend. Es sind dies erstens das Thal von Gölttschach, 650 m hoch, zweitens das erheblich breitere Thal von Mieger mit 530 m Höhe, drittens das enge Thal von Mühlgraben, 600 m hoch, dicht am Ostende der Sattnitz. Alle diese Thäler machen gleich denen des Hollenburger Passes den Eindruck von Einschnitten der Karawankenflüsse, die sich einst zum Wörther Seethale richteten, aber dann durch das Einschneiden des Rosenthales von ihrem Oberlaufe getrennt worden sind. Kann man das Hollenburger Thal mit dem Bärenthale und Loiblthale in Verbindung bringen, so kann man das Miegerthal als ausser Funktion gesetzte Fortsetzung des Freibachthales erachten. Es war mir nicht möglich, diese Querthaleinschnitte näher zu untersuchen. Der des Miegerthales verspricht manche Aufschlüsse.

Das Delta von St. Jakob.

Gegenüber Hollenburg finden sich auf der rechten Seite des Drauthales weder die Hollenburger Nagelfluh noch die liegenden Thone oder Moränen: Wände von Sattnitzconglomerat erheben sich hier. Erst 12 km weiter oberhalb Hollenburg begegnen wir auch rechts der Drau Thonen ähnlich jenen der Matschachmühle. Sie bilden den Sockel der Terrasse südlich Maria Elend und können hier bis 540 m Meereshöhe, also rund 40 m höher als bei der Matschachmühle, verfolgt werden. Die Grube einer Ziegelei zeigt, dass abermals steinfreie und zugleich fossilfreie Thone vorliegen, die nicht den Charakter von Bänderthonen tragen. Darüber lagert unregelmässig geschichtetes, zu Nagelfluh verkittetes Geröll, an dessen Sohle zahlreiche Quellen hervorsprudeln. Wir verfolgen die Thone von hier mit einer kurzen Unterbrechung bis an den Rosenbach. Dort werden sie dicht oberhalb der neuen Eisenbahnbrücke in einer Höhe von 550 m durch eine Ziegelei ausgebeutet und sind auch weiter westwärts am Bache selbst blossgelegt. Am nördlichen Ufer des Baches werden sie von einer der grossartigsten Deltaablagerungen überragt, die wir in den Alpen kennen. Lose verkittetes Kalkgeröll (vgl. Vollbild S. 1104 unten) fällt in mächtigen Bänken unter einem Winkel von 20—30° gegen Ost. Quer durch die Schichten setzen sich Rippen festeren Materials, welche sich an eine stärkere Verkittung knüpfen, die, wie es scheint, längs steil südwestlich fallender Klüfte erfolgte. Die schräge Schichtung reicht bis 580 m. Höher lagert die vornehmlich aus Kalken bestehende Nagelfluh horizontal. Sie wird von Grundmoränen bedeckt, welche sich von der horizontal gelagerten Partie bis auf die schräge geschichtete herabziehen, beide schräg abschneidend.

Schräge geschichtete Deltaschotter, genau den eben geschilderten gleichend, ziehen sich von hier nordwärts bis gegen St. Jakob hin, wo sie insbesondere durch den Graben südlich der Kirche ausgezeichnet aufgeschlossen sind und bis zur breiten Sohle des Drauthales (480 m) herabreichen. Sie werden ferner von der Drau 2 km weiter gegen Nordwesten unfern Mühlbach angeschnitten; hier reichen sie bis zum Drauspiegel (470 m) herab. Die unterste Partie ist hier stark sandig. Endlich finden wir die Deltaschotter zwischen Rosenbach und Maria Elend beiderseits des Radischgrabens. Auch hier stellt sich am Hügel östlich des Baches über der schräge geschichteten Nagel-

fluh wieder in 580 m Höhe horizontal geschichtete ein, so dass wir auch hier den Spiegel des alten Sees in 580 m Höhe festlegen können.

Die Nagelfluh am Südufer des Rosenbaches weicht von derjenigen der eben geschilderten grossartigen Aufschlüsse an der linken Bachseite etwas ab. Wir finden hier im Walde eine ziemlich feste, gleichfalls vornehmlich aus Kalkgeröllen bestehende Nagelfluh, welche in mehreren grossen Steinbrüchen ausgebeutet worden ist. Die Schichtung ist unregelmässig: ausgedehnte Partien stehen nahezu senkrecht und benachbarte lagern ziemlich flach. Man erhält den Eindruck, dass Schichtstörungen stattgefunden haben, sei es nun, dass die Nagelfluh auf den liegenden Thonen ins Rutschen geriet, sei es, dass tektonische Vorgänge einsetzten, was angesichts der Tatsache, dass die stark gestörten Schollen westöstlich parallel dem Karawankenfusse streichen, nicht unwahrscheinlich ist. Jedenfalls ist ausgeschlossen, dass hier eine ursprünglich schräge Schichtung vorliegt. Unser nebenstehendes Vollbild stellt unten diese Partien dar.

Gleiches gilt von den unregelmässig geschichteten, vielfach sehr steil geneigten Nagelfluhpartien an der Vellach zwischen Miklauzshof und Karawankenfuß, über die bereits Lucerna und Heritsch berichtet haben. Ein Schichtfallen von 40—60°, wie es hier häufig vorkommt, kann nicht ursprünglich sein. Bemerkenswerterweise liegen auch diese aufgerichteten Nagelfluhbildungen gerade am Fusse der Karawanken. Sie werden von horizontal gelagerten Schottern bedeckt, welche der Würm-Eiszeit angehören. Sollten wir es hier mit Partien von Hochterrassenschottern, wie sie im Gösseldorfer Thale auftreten, zu tun haben, welche längs der grossen Störungslinie der Karawanken aufgerichtet worden sind?

Rosenbach-Nagelfluh.

Weichen schon die eben betrachteten Kalknagelfluhbildungen am Südufer des Rosenbaches durch den hohen Grad ihrer Verfestigung von den lockeren Deltaschottern auf der Nordseite des Baches bis gegen St. Jakob hin nicht unbeträchtlich ab, — sie konnten als Werksteine verwendet werden, was jene nirgends zulassen würden — so haben wir westlich vom Rosenbach zwischen den Orten Rosenbach und Mallenitzen noch eine weitere Nagelfluhbildung, welche beiden durch ihre buntere Zusammensetzung einigermaßen fremd gegenübersteht und sich auch durch ihre braunrötliche Färbung von beiden unterscheidet. Ihre Schichtung an dem langen Bahneinschnitte nördlich Memernice ist ziemlich unregelmässig. Man könnte hier meinen, dass eine Anzahl nebeneinander gelagerter Deltas vorliegen. Am Bahnhofe Rosenbach fällt unsere Nagelfluh unter einem Winkel von 20—30 Grad nordwärts, wie das Delta eines von Süden gekommenen Baches (vgl. das bestehende Vollbild oben); aber diese schräge geschichtete Nagelfluh erhebt sich 80 m über die obere Kante des weiter abwärts gelegenen Deltas von St. Jakob und legt sich konkordant auf das liegende Quarz-Lydit-Conglomerat, dessen wir schon S. 1102 gedachten. Es war uns nicht möglich, an den frischen Wänden des Eisenbahneinschnittes eine scharfe Grenze zwischen beiden Ablagerungen zu finden. Aber die Ostern 1908 so tief herab reichende Schneedecke hinderte uns auch festzustellen, ob unsere braunrötliche Nagelfluh von Rosenbach die Antiklinale mitmacht, welche weiter aufwärts durch die Schichten des Quarz-Lydit Conglomerates angezeigt wird. Wir müssen daher offen lassen, ob unsere Rosenbach-Nagelfluh gleich ihrem Liegenden aufgerichtet ist, oder ob sie mit schräger Schichtung scheinbar konkordant in einem See sich auf einer aufgerichteten Unterlage abgelagerte, mit anderen Worten, ob sie in die Gefolgschaft des Sattnitz-Conglomerates oder in die der Hollenburger Nagelfluh gehört. Mit jenem teilt sie das nicht seltene Vorkommen von Geröllen mit Eindrücken, mit dieser die löcherige Beschaffenheit. Ähnlich der Rosenbach-Nagelfluh ist auch die des Vinzaberges südlich vom Faaker See, während am Tabor daselbst das echte Sattnitz-Conglomerat ansteht. Die Rosenbach-Nagelfluh zeigt unter den hangenden Moränen westlich und nördlich von Kanin ostwärts gerichtete Gletscherschliffe, und im grossen Profile am Bahnhofe Rosenbach sind ihr Moränenreste angelagert.



Die Rosenbach-Nagelfluh am Bahnhof Rosenbach,
das Quarz-Lydit-Conglomerat überlagernd.



Schollen der Hollenburger Nagelfluh östlich von Rosenbach.

Interglacialer See im Rosenthal.

Die bisher betrachteten Aufschlüsse zwischen Hollenburg und St. Jakob ergänzen einander gegenseitig und ermöglichen uns, ein Bild von den geographischen Umständen zur Zeit der Ablagerung der alten Schotter zu gewinnen. Eine alte Vergletscherung hatte sich aus Thälern zurückgezogen, welche bis zur heutigen Thalsohle herabreichten, und mit ihren Moränen, Schottern und Thonen bei Maria Rain ein altes Querthal der Sattnitz verschlossen. Oberhalb dieser Stelle erstreckte sich im Rosenthale ein See mit 580 m Spiegelhöhe. Am Seeboden wurden bis zum heutigen Drauspiegel herab Thone abgelagert. In den See hineingeschüttet wurde durch einen von Westen kommenden Fluss ein grosses Delta, welches allmählich über die Seethone hinauswuchs. So entstand die Schichtfolge am Nordufer des Rosenbaches südlich von St. Jakob. Unterdessen sank der Seespiegel, wahrscheinlich infolge des Einschneidens seines Abflusses, und schliesslich breiteten die Zuflüsse des ehemaligen Sees ebenso über dessen Schlamm ihre flachgelagerten Anschwemmungen aus, wie über den Komplex von Moränen und Schottern. So entstanden die Schichtfolgen oberhalb und unterhalb Hollenburg. Beinahe 160 m mächtig wurden hier die fluviatilen Schotter aufgeschüttet, die nun in der Hollenburger Nagelfluh vorliegen. Sie erfüllten, wie es scheint in Form flacher Schuttkegel, die Thäler am Hollenburger Passe bis fast 600 m, höher aber noch das Rosenthal in der Nähe der Rosenbachmündung. Die Aufschüttung war wie sonst vielfach mit seitlicher Erosion verbunden. Die aufschüttenden Flüsse schnitten in den Abfall der Sattnitz und in das am Fuss der Karawanken gelagerte Sattnitz-Conglomerat einen breiten Thalboden ein, dessen Reste sich zwischen 560 und 580 m Höhe halten und sich bei Tschachoritsch unter der Hollenburger Nagelfluh fortsetzten, aber weiter drauabwärts nicht erkennbar sind. Die mächtigen Folgen fluviatiler und lacustrer Geröllbildungen wurden dann zu Nagelfluh verkittet und von Thälern zerschnitten, worauf erst eine neue Vergletscherung eintrat, die ihre Oberfläche rundbuckelte, abschliff und mit Moränen überdeckte. Der geschilderte Gang der Ereignisse verlangt die Annahme eines ansehnlichen Zeitraumes zwischen den beiden Vergletscherungen, deren Moränen im Liegenden bezw. Hangenden der lacustro-fluviatilen Serie von St. Jakob und Hollenburg vorliegen, handelt es sich doch um die Zuschüttung eines Sees von mindestens 18 km Länge und mehr als 150 m Tiefe.

Hollenburger Nagelfluh im Wörther Seethale.

Die mächtige interglaciale See- und Thalzuschüttung, die wir im Rosenthale nachweisen konnten, hat auch das Wörther Seethal betroffen. Aber sie ist hier bis auf viel geringere Spuren späterer Erosion wieder zum Opfer gefallen. Diese Spuren reichen jedoch durchaus hin, festzustellen, dass auch das Wörther Seethal bis zu einer Höhe von mindestens 570 m mit interglacialen Geröllen zugeschüttet und der Wörther See selbst in diese Aufschüttung erst später eingeschnitten worden ist. Der See ist also jünger als die Interglacialzeit, der die Hollenburger Nagelfluh angehört.

Die einschlägigen hier in Betracht kommenden Aufschlüsse sind folgende: 1. Am Südnfer des Wörther Sees streicht 1,6 km östlich von Velden am Augsdorfer Graben horizontal geschichtete Nagelfluh vom Typus der Hollenburger zwischen 500 und 530 m Höhe, also 60—90 m über dem Seespiegel, aus und wird von den hangenden Moränen schräg abgeschnitten. 1,5 km weiter gegen Südosten findet sich unfern Schiefing und Fahrendorf am Besunhügel eine gleiche Nagelfluh 570—580 m hoch, die bereits Vinc. Hartmann bei Schilderung des Keutschacher Seethales erwähnt. 2. Am Nordufer des Wörther Sees befindet sich, wie schon 1880 Seeland berichtet, unfern des Dorfes Prittschitz eine Nagelfluh, die allerdings viel reicher an Urgebirgs-

geröllen ist als die bei Velden und sonst die Hollenburger Nagelfluh und welche dort, wo diese Gerölle stark verwittert sind, an das Sattnitz-Conglomerat erinnert. Aber dazwischen kommen kalkreichere Lagen vor, welche alle die kennzeichnenden Merkmale der Hollenburger Nagelfluh tragen. Die Prittschitzer Nagelfluh setzt östlich vom Dorfe in 470 m Höhe ein und kann am nordöstlich gelegenen Seethalgehänge unter zum Teil mächtigen Grundmoränen bis 570 m hinauf verfolgt werden; unfern Prittschitz trägt sie einen Gletscherschliff; ihre Schichtung ist durchweg horizontal. 3. gehört der Nordabbruch der Hollenburger Nagelfluh am Hollenburger Sattel, der sich südlich von Klagenfurt auf 545 m erhebt, an den Rand des Wörther Seethales und verlangt hier eine entsprechend hohe Zuschüttung, die, wie die erwähnten Vorkommnisse lehren, in der That eingetreten ist. Zwischen die Nagelfluhvorkommnisse des Rosenthaler interglacialen Sees und die Überreste im Wörther Seethale schaltet sich 4. ein Nagelfluhvorkommnis am Westende des Sattnitzrückens als Bindeglied ein. Es bildet eine Terrasse in 592 m Höhe, die mit einem 40—50 m hohen Steilabfall gegen St. Egyden abbricht. Auch hier ist die Schichtung, wenigstens in den oberen Partien, horizontal. Diese Nagelfluh wird unterlagert von Thonen, ähnlich denen der Matschachmühle. Wir können also rings um den westlichen Teil der Sattnitz herum von Hollenburg bis zum Westende des Wörther Sees die Spuren einer ausserordentlich mächtigen, interglacialen Thalaufschüttung verfolgen. Während aber im Rosenthaler in dieser Aufschüttung lacustre Gebilde eine grosse Rolle spielen, ist uns deren Nachweis im Wörther Seethale bisher nicht gelungen; selbst die untersten Lagen der Nagelfluh sind hier horizontal geschichtet.

Nagelfluh im Bleiberger Thale und im Gailthale.

Ausserhalb des Klagenfurter Beckens treffen wir im Bleiberger Thale nördlich des Dobratsch eine Nagelfluh, welche sich in ihrer petrographischen Beschaffenheit eng der Hollenburger Nagelfluh anschliesst und uns vergewissert, dass die Thalaufschüttung hier nicht minder beträchtlich gewesen ist als im Klagenfurter Becken, reicht doch unsere Nagelfluh nördlich Heiligen Geist bis 887 m herauf bei einer Mächtigkeit von 130 m. Auch diese Nagelfluh wird von hangenden Moränen schräge abgeschnitten, die sich bis zur heutigen Sohle des Bleiberger Thales herabsenken.

Die Hauptaufschlüsse liegen in der Schlinge des Bleiberger Weissenbaches gerade nördlich von Heiligen Geist. Die Nagelfluh beginnt hier mit verfestigtem, grobem, weissem Geröll. Darüber breiten sich feste, rötliche Lagen, welche häufig Gerölle roten Sandsteins und von Grauwacken enthalten, also von Gesteinen, die im Bleiberger Thale selbst fehlen, aber im unmittelbar benachbarten Nötscher Graben vorkommen; der Oberlauf desselben war also einst dem Bleiberger Graben tributär. Von der erwähnten Stelle erstrecken sich die Aufschlüsse abwärts bis gegen Kadutschen, wo am Fusse der Nagelfluh Quellen auftreten, neben denen loser junger Schotter mit Nagelfluhgeröllen erscheint. Aufwärts reicht die Nagelfluh bis zum Pochwerke dicht bei Bleiberg; vom Sattnitz-Conglomerate, das wir am Ostfusse des Dobratsch kennen lernten, ist sie erheblich verschieden. Geyer hat sie auf seinem Kärtchen des Bleiberger Thales als „alte Breccie“ dargestellt. (Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1901. S. 338).

Dass auch im Gailthale eine mächtige Zuschüttung erfolgte, schliessen wir aus dem bereits von Frech erwähnten Nagelfluhvorkommnis auf dem Hügel von Hohenthurn genau südlich vom Dobratsch, welches zwar nicht wenige hohle Gerölle, aber keine Gerölle mit Eindrücken enthält und am ehesten mit der Hollenburger, vielleicht auch mit der Rosenbach-Nagelfluh verglichen werden kann. Das Vorkommnis liegt 670—690 m hoch, also 120—140 m über der Sohle des Gailthales.

Schotter von Förderlach.

Oberhalb des Wörther Sees stellt sich unter den Moränen des Klagenfurter Beckens eine Schotterformation ein, welche sich durch ihre lockere Beschaffenheit von der Hollenburger Nagelfluh auf den ersten Blick unterscheidet. Zwar ist auch sie stellenweise zu Nagelfluh verkittet; aber diese ist durchweg locker, ähnlich der Niederterrassen-Nagelfluh im Drauthale weiter abwärts. Wir begegnen diesem Schotter von Osten

kommend zunächst unmittelbar oberhalb des Wörther Sees in dem bei Velden mündenden Thälchen. Wir treffen ihn dann unweit davon an der Drau gegenüber Rosegg wieder und von hier zieht er sich über Förderlach bis Wernberg, am linken Drau-Ufer einen Ausbiss bildend, welcher die vom Villacher Moränenkranze ausgehende Schotterterrasse überragt. Auch rechts der Drau ist er in einzelnen Aufschlüssen, namentlich bei Grossattel, vorhanden und wahrscheinlich in grosser Mächtigkeit im Dobravawalde zwischen Villach und Faaker See entfaltet. Das dichte Waldkleid hindert jedoch hier, seine Ausdehnung näher zu verfolgen. Dann begegnen wir ihm wieder an der Mündung des Gailthales. Er bildet hier den langen schmalen Rücken der Dobrava von Arnoldstein, an welchen der grosse Bergsturz des Dobratsch anprallte. Hier vergesellschafteten sich mit dem Schotter, der stellenweise schräge geschichtet ist, Bänderthone und Sande. Ausgedehnter ist ein Schottervorkommnis 10 km unterhalb Hermagor im Gailthale; es bildet hier die Terrasse von St. Stefan, deren Ähnlichkeit mit dem Innthaler Mittelgebirge bereits Frech 1892 hervorgehoben hat. Frech danken wir ferner den Hinweis auf Schottervorkommnisse in jenem oberen Teile des Gailthales, welches bei Mauthen sich stufenförmig gegen das untere Gailthal absetzt und den Namen Lessachthal führt. Die Schotter lagern hier auf dem felsigen Sockel des hochgelegenen Thalbodens. Zwischen den Vorkommnissen des Lessachthales und jenen von St. Stefan hat Geyer 1897 gelegentlich der Aufnahme des Blattes Oberdrauburg und Mauthen als schwächliche Überreste einer stattlichen Thalzuschüttung Schottervorkommnisse festgestellt, welche als kleine Terrassenreste namentlich das rechte Gailthalgehänge bekleiden.

Die genannten Schottervorkommnisse zeichnen sich teilweise durch grosse Mächtigkeit ihres Materials aus und erscheinen insgesamt als Überreste einer gewaltigen Thalausfüllung, welche mit einem Gefälle von durchschnittlich 5 ‰ vom Wörther See aus anstieg und den Stufenabfall des Gailthales oberhalb Mauthen gänzlich ausglich.

Wie regelmässig das Gefälle dieser Schotterablagerung ist, erhellt aus folgender Zusammenstellung:

| | Schotter- oberfläche | Heutiger Flußspiegel | Gefälle der Schotteroberfläche |
|----------------------------|-------------------------|-------------------------|-----------------------------------|
| St. Jakob i. Lessachthal . | 950 m | Gail . . . 780 m | |
| Kriehof bei Mauthen . | 900 m | „ . . . 700 m | 50 m auf 9 km, 5,5 ‰ |
| Burgstall bei Tröppelach | 800 m | „ . . . 590 m | 100 m auf 21 km, 4,8 ‰ |
| St. Stefan | 720 m | „ . . . 560 m | 80 m auf 16 km, 5 ‰ |
| Dobrava von Arnoldstein | 620 m | „ . . . 515 m | 100 m auf 17,5 km, 5,7 ‰ |
| Förderlach | 520 m | Drau . . . 475 m | 100 m auf 17,5 km, 5,7 ‰ |
| Velden | 490 m | Wörther See 440 m | 30 m auf 6 km 5 ‰ |

Wir haben es also mit einem Gesamtgefälle von 460 m auf 80 km, also von 5,3 ‰ zu tun. Die Mächtigkeit des Schotters und der ihn begleitenden Ablagerungen ist am grössten im Mittelgebirge von St. Stefan, nämlich 160 m. Die weiter oberhalb gelegenen Vorkommnisse sitzen nach Geyer und Frech in der Regel auf einem ziemlich hohen Felssockel auf.

Schieferkohlen von Nisalach.

Wie Frech 1892 berichtet, lagern die Schotter der Terrasse von St. Stefan auf einem Komplex von etwa 30 m Sanden und Thonen auf. Derselbe ist mehrfach nahe der Gail aufgeschlossen. In seinen obersten Partien findet sich bei Nisalach 1,2 km SSW von St. Stefan ein etwa 1 m mächtiges Flöz von Schieferkohle, die mich durch ihre Beschaffenheit lebhaft an die von Gross-Weil am Kochelsee erinnerte. Zur Zeit meines Besuches 1891 wurde die Kohle dicht bei Nisalach abgebaut; ein ver-

fallener Bergbau lag weiter nordwestlich. Nunmehr ist auch der von mir besuchte eingegangen; um so mehr beklage ich den Verlust der von mir gesammelten Proben. Wenig hoch über der Kohle des verlassenen Bergbaues fand ich Schotter, dessen Gerölle eigentümlich ausgelaugt waren; 500 m weiter westlich, dort, wo die Gail in einer Schlinge das Thalgehänge unterschneidet, sah ich unter den Liegend-Thonen am Flusse Schotter mit thonigen Einlagerungen und darin gekritzte Geschiebe. Leider hinderte Hochwasser die nähere Untersuchung der Stelle. Schotter mit gekritzten Geschieben fand ich auch in einer Rutschung gegenüber dem Bergwerke von Nisalach in wenig grösserer Höhe als die Kohle; doch konnte ich den Verband zwischen diesen Schottern und der Kohle nicht erkennen.

Hangend-Moränen.

Über den geschilderten Schottern finden sich, soweit ich sie verfolgen konnte, Moränen. Dieselben haben zwischen Wörther See und Drauthal Drumlinformen, während sie auf der hohen Terrasse von St. Stefan mehr die Anordnung von Endmoränenwällen besitzen, die dem linken Gailthalgehänge angelagert sind. Diese Hangend-Moränen schneiden unsere Schotter schräge ab. Das sieht man schon in der Grube am Bahn

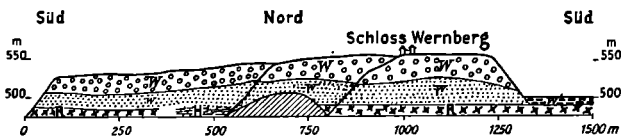


Fig. 133. Ansicht des Steilufers in der Drau-Schlinge von Wernberg.

W Schotter der Villacher Terrasse; W Moränen der Würm-Eiszeit; w Schotter von Förderlach; R Riss-Moränen; H Kalkschotter; H Fels schraffiert.

hofe Förderlach. Hier ist der Schotterausstrich teilweise von Grundmoräne überzogen. Das zeigt sich namentlich am Mittelgebirge von St. Stefan, welches in seiner ganzen Ausdehnung von Moränen verhüllt ist, so dass die Schotter nur in Thaleinschnitten und an Prallstellen der Gail sichtbar werden. Zwischen der Ablagerung der Schotter und der der Hangend-Moräne muss also eine ansehnliche Erosion stattgefunden haben.

Die von Geyer beschriebenen Schotterreste im breiten Gailthale unterhalb Mauthen, sowie die von Frech zuerst gewürdigten Schotter des Lessachtales habe ich leider nicht besuchen können. Es wird von den genannten Autoren nicht ausdrücklich berichtet, dass sie von Moränen überlagert werden; aber Geyer hebt hervor, dass die des Gailthales bei Mauthen Überreste einer grossen zusammenhängenden Thalzuschüttung seien. Da nun die Moränen der Würm-Eiszeit nach allem, was wir wissen, sich ebenso bis zur Sohle des Gailthales bei Mauthen herabziehen, wie unfern Hermagor, so können wir aus der Mitteilung von Geyer auch wohl nur schliessen, dass die in Rede stehenden Schottervorkommnisse gleichfalls von hangenden Moränen abgeschnitten werden.

Liegend-Moränen; Zugehörigkeit der Schotter von Förderlach zur Riss-Würm-Interglacialzeit.

Die Drauschlinge beim Schloss Wernberg schneidet durch die Förderlacher Schotter bis in deren Liegendes hinein (vgl. Fig. 133). Sie erschliesst unter ihnen Grundmoräne, deren oberste Partien 2 m gelblich verwittert sind, während die unteren blau aussehen. Stellenweise schalten sich in diese Grundmoräne Lagen von unregelmässig geschichteten Bänderthonen ein. Wir verfolgen diese Liegend-Moräne vom Schlosse Wernberg aus 400 m weit gegen Süden bis dahin, wo sich die Drau von ihrem linken Thalgehänge entfernt. Wir treffen sie wieder an der gegenüberliegenden Seite der Schlinge in der Richtung gegen Villach. Auch hier werden sie von Schottern überlagert, die von Moränen

gekrönt werden. Es lagern also die Schotter von Förderlach zwischen zwei Moränen. Dasselbe wiederholt sich an der Dobrava von Arnoldstein: Auch hier treten unter ihnen auf der dem Dobratsch zugewandten Seite des Hügels Moränen entgegen und Moränen krönen sie. Weiter westlich fanden wir unter moränenbedeckten Schottern, die in der Fortsetzung der Dobrava am linken Gailitzufer gegenüber dem Dorfe Gailitz auftreten, gleichfalls Moränen. Endlich haben wir schon berichtet, dass sich auch im Liegenden der Schotter von St. Stefan Moränen finden. Auf eine Entfernung von 35 km sind also die Schotter von Förderlach zwischen Moränen gelagert. Ihr Auftreten ist ganz gleich dem der gleichfalls grösstenteils lockeren Schotter der Laufenschwankung im Inngletschergebiete (S. 138) und im Salzaehgebiete (S. 157), der Murnauer Schotter im Isargebiet (S. 337), der Schotter der Innthalterrasse (S. 324), der des Glatthales (S. 504) und von Utnach (S. 529), der Schotter unter den Jungmoränen im Bereiche des Rhonegletschers (S. 564) und der Schotter des Isèrethales (S. 688). Während nun aber die aufgezählten Schottervorkommnisse entweder nahe den Grenzen der Jungmoränen gelegen sind oder in das Bereich des Bühlstadiums fallen, so dass wir sie entweder der Lauf- oder der Achenschwankung zuweisen konnten, setzt unsere Schotterformation von Förderlach in ansehnlicher Entfernung (56 km) von den Würm-Endmoränen, aber noch ausserhalb des Bereiches des Bühlstadiums ein, um sich dann tief in letzteres hinein zu erstrecken. Hiernach kann es sich unmöglich um Schotter der Achenschwankung, aber wohl auch nicht um solche einer Laufenschwankung handeln, welche in einer blossen Oszillation des Endes der Würm-Vergletscherung bestand. Wir haben es vielmehr mit Schottern zu tun, die wir, allerdings mit einigen Unterbrechungen, 150 km weit hinein in das Bereich des Draugletschers verfolgen können, bis in eine Entfernung von 45 km vom Kamme der Zentralalpen. Diese aussergewöhnlich grosse Erstreckung der Schotter von Förderlach veranlasst uns, sie für eine interglaciale Ablagerung, entstanden vor Beginn der Würm-Eiszeit anzusehen und in die Riss-Würm-Interglacialzeit zu verlegen.

Die Schotter von Förderlach sind bisher nicht in ihrer ganzen Ausdehnung bekannt gewesen. Frech, der sie zuerst gewürdigt hat, kennt im wesentlichen nur die im Lessachthale gelegene Partie, die Terrassen von St. Stefan und den Rücken der Arnoldsteiner Dobrava; die Zwischenglieder im Gailthale, sowie die Ablagerungen im Klagenfurter Becken kennt er nicht. Er glaubt, dass Lokalbildungen vorliegen, die er im Sinne meiner Auseinandersetzungen über die Entstehung der glacialen Schotter in den Alpen durch Rückstau an den Flanken von Gletschern erklärt. Der über den Gailberg kommende Ast des Draugletschers sollte das Lessachthal, der aus den Julischen Alpen kommende Gailitzgletscher das untere Gailthal abgedämmt haben, sodass hier die Terrassen von St. Stefan, dort die hochgelegenen Schotter des Lessachthales entstanden. Nachdem wir gesehen haben, dass durch das Gailitzthal nie ein Gletscher dem Gailthale zu strömte, entfällt die Möglichkeit, die Terrasse von St. Stefan durch eine von ihm ausgehende Stauwirkung zu erklären, und wir können nicht unternehmen, sie nach Art der Innthalterrasse zu deuten. Eher könnte man die Schotter des Lessachthales als Verbauung betrachten. Allein wie Geyer gezeigt, setzen sie sich in Rudimenten weit in das eigentliche Gailthal hinein fort, wodurch sie mit den Schottern von St. Stefan in Verbindung gebracht werden, die ihrerseits mit denen des Klagenfurter Beckens ein zusammengehöriges, allerdings durch Erosionswirkungen zerstörtes Ganzes bilden.

Zugehörigkeit der Hollenburger Nagelfluh zur Mindel-Riss-Interglacialzeit.

Wir haben im Klagenfurter Becken ausser der eben geschilderten Schotterformation von Förderlach bereits eine andere Interglacialbildung in Gestalt der Hollenburger Nagelfluh kennen gelernt. Beide Ablagerungen können unmöglich derselben Interglacialzeit

angehören. Das erhellt nicht bloss aus ihrer gänzlich verschiedenen petrographischen Beschaffenheit — die Hollenburger Nagelfluh bildet einen guten Werkstein, der Schotter von Förderlach ist ein gutes Schottermaterial —, sondern namentlich aus ihren Lagerungsverhältnissen. Die gewaltige Aufschüttung des Schotters von Förderlach senkt sich in das Wörther Seethal hinein, welches, wie wir bereits gesehen haben, in die Hollenburger Nagelfluh eingeschnitten ist, und hier enden unsere Schotter in kaum 500 m Höhe, während nicht weit davon die Hollenburger Nagelfluh in beinahe 600 m Höhe auftritt. Es lagern die Schotter von Förderlach in einem Thale der Hollenburger Nagelfluh, und wenn wir sie in die Riss-Würm-Interglacialzeit verweisen, müssen wir die Hollenburger Nagelfluh in die Mindel-Riss-Interglacialzeit stellen.

Dieses Ergebnis stützt sich in erster Linie auf die Lagerungsverhältnisse unserer beiden interglacialen Zuschüttungen. Es erhält aber auch eine Stütze durch die verschiedene Beschaffenheit der Liegend-Moränen. Die Liegend-Moräne von Wernberg weicht in ihrem Habitus nicht wesentlich von den Würm-Moränen ab. Jedoch ist sie oberflächlich stärker oxydiert. Dagegen ist die Liegend-Moräne von Maria Rain stark verfestigt und nicht mehr mit dem Spaten ohne weiteres zu bearbeiten. Mein Begleiter bei den letzten Wanderungen im Klagenfurter Becken, Herr Professor Frank Leverett, erklärte die Liegend-Moräne von Maria Rain, ohne eine Ahnung von der Tragweite der Stelle zu haben, auf den ersten Blick für eine solche des Kansan-Typus von Nordamerika, während er die Liegend-Moräne von Wernberg mit eben solcher Bestimmtheit auf Grund ihrer Verwitterung als zum Illinoian-Typus gehörend bezeichnete.

Deltaschotter von Villach.

Einer eigentümlichen Schotterablagerung begegnen wir bei Villach. Unmittelbar oberhalb der Stadt findet sich am linken Drau-Ufer ein unregelmässig deltaartig geschichteter gelber Schotter mit Sand, bestehend aus Geröllen von Quarz und Silikatesteinen mit seltenen Kalkgeröllen, ganz ebenso, wie die heutigen Drauschotter bei Villach. An seiner Basis wurde beim Fundieren der Brückenpfeiler blauer Thon erschlossen, der auch andeutungsweise am oberen Ende der Ablagerung unfern Unterfellach auftritt. Über diesen 20—30 m mächtigen, auffällig rostgelben Schotter breitet sich horizontaler grauer Schotter, der in seinen unteren Partien moränenähnlich aussieht und deutlich gekritzte Geschiebe enthält. Dieser Schotter krönt die höhere Terrasse von Villach, welche sich innerhalb des Kranzes der Kieshaufen-Moränen erstreckt und in das Gefolge der Würm-Eiszeit gehört. Sein Liegendes stellt eine erheblich ältere Ausfüllung eines bei Villach gelegenen Sees dar.

Welche Beziehungen zwischen dem gelb aussehenden Schotter westlich von Villach und dem grau aussehenden Deltaschotter südlich von Villach in der Nähe des Warmbades Villach bestehen, haben wir nicht feststellen können. Nach unserem Eindrücke gehören die letzteren Schotter, unter denen wir bei Warmbad-Villach meridional verlaufende Gletscherschrammen fanden, gleich den Deltaschottern rechts der Gail zu Staubbildungen an den Flanken des Villacher Endmoränenkranzes und sind daher mutmasslich erheblich jünger als die eben geschilderten gelben Schotter. Die Schotter rechts der Gail bilden jedoch kein einheitliches Ganze. Wenn wir von Villach kommend die Terrasse Prossowitsch besteigen, treffen wir unten auf Schotter, dessen oberste Gerölle unter den hangenden Moränen ostwärts geschrammt sind. Höher erst kommt der Schotter der Niederterrasse, die zu dem Villacher Endmoränenkranze gehört. — Endlich haben wir noch eines vorwiegend aus Kalken bestehenden Schotters zu gedenken, welcher in der grossen Drauschleife von Wernberg erschlossen ist. Dieselbe legt an ihrer Umbiegungsstelle westlich vom Schlosse Wernberg Fels bloss; an diesen lehnt sich flussaufwärts Kalkgeröll, das gleich den Deltaschottern von Villach auffällig gelb gefärbt ist. Sollten wir es hier mit einem Stück Hollenburger Nagelfluh zu tun haben? Sollte der Villacher Deltaschotter ein Seitenstück zum interglacialen Deltaschotter im Rosenthale sein?

Gesimse im Drau- und Gailthale.

So kräftig die Übertiefung im Gebiete des Drauthales gewesen ist, so hat sie doch hier ebensowenig wie in anderen Alpenthälern die Spuren älterer hochgelegener Thalböden ganz zu verwischen vermocht. Dieselben treten uns als ausgedehnte Gesimse sowohl im Drauthale als auch im Gailthale entgegen. Kaum sind wir oberhalb Villach in ersteres eingetreten, so sehen wir beiderseits bei Paternion breite Felsterrassen zwischen 700 und 800 m Höhe. Weiter aufwärts sind sie vornehmlich am nördlichen Thalgehänge entfaltet und bilden hier zwischen 800 und 900 m Höhe nicht bloss den Seerücken zwischen dem Drauthal und dem Millstätter See, sondern auch nördlich von letzterem ein gleich hohes breites Gesimse, das sich ins Lieserthal hineinzieht, sich aber auch in den Gesimsen von Hühnersberg und Göriach drauaufwärts fortsetzt. Auch in der Drau-Enge oberhalb Sachsenburg fehlt es nicht an Felsterrassen. Die Ortschaft Bärnbad liegt auf einer solchen von 800—900 m Höhe, und weiter südlich erheben sich dieselben gegenüber Greifenburg auf 900—1000 m. In ungefähr gleicher Höhe halten sich auch die Terrassen am Nordfusse der Lienzer Dolomiten im Becken von Lienz. Das Iselthal dicht oberhalb Lienz ist der Einschnitt in einem breiten Thale, dessen Boden bei Leibnig und Göriach in 1100—1200 m Höhe einen deutlichen Trogrand bildet.

Kaum minder ausgedehnt treten Gesimse im Gailthale auf. An der Mündung des Gailitzthales erstreckt sich eine breite Felsterrasse in rund 700 m Höhe; sie gehört zur Stufenmündung des Gailitzthales. Unterhalb Hermagor erhebt sich im Thale ein breiter Rücken von über 700 m Höhe dicht vor der gleich hohen Stufenmündung des Gitschthales. Um Mauthen entwickeln sich Gesimse in 900—1000 m Höhe, die sich in den hochgelegenen Boden des Lessachthales hinein fortsetzen. Wie im Innthale halten sich auch im Gailthale die Gesimse im Niveau der grossen Schotterterrasse, scheiden sich aber hier räumlich schärfer von derselben.

Neben diesen tieferen Gesimsen finden sich sowohl im Gailthale als auch im Drauthale um etwa 200 m höhere. Sie leiten bei Villach durch die erste Stufe des Dobratsch, durch die breite Hochfläche von Wolfsgraben, in 900—1000 m Höhe ins Klagenfurter Becken, also in das Niveau der Weitung, während den schärfer ausgesprochenen tieferen Gesimsen hier jene auffällige Terrasse auf der Nordseite des Wörther Seethales zu entsprechen scheint, die sich von Sternberg (726 m) an allmählich zum Grazer Kogel (672 m) bei Klagenfurt herabsenkt. Diese breite Felsterrasse überragt die Hollenburger Nagelfluh; sie ist also älter als letztere. Wir rechnen sie daher — und damit auch die tieferen Gesimse des Drauthales — in das Niveau des präglacialen Thalbodens, während wir den Boden der Weitung des Klagenfurter Beckens selbst als pliocän ansehen.

Der Millstätter See.

Im Bereiche des präglacialen Thalbodens treffen wir nahe der Drau zwei grössere Seen: den Millstätter See und den Weissensee. Sehr eigen ist die Lage des Millstätter Sees. An der Mündung des Lieserthales erstreckt er sich in einer Furche nahezu parallel zum Drauthale, von diesem nur durch den Seerücken geschieden, der seinerseits in das Bereich des präglacialen Thalbodens fällt. Dieser Rücken spitzt sich drauaufwärts zu, verliert an Höhe und verschwindet schliesslich gänzlich, so dass sich das Seethal gegen das Drauthal unfern der Einmündung des Möllthales hin öffnet. Mächtige

Aufschüttungen scheiden hier jedoch den See vom Drauthale und veranlassen seinen Abfluss, mit der Lieser den Seerücken in der Richtung auf Spittal zu durchbrechen. Nach Osten zu gliedert sich der Seerücken an die Erhebung des Mirnock an; das Seethal aber erstreckt sich mit rasch abnehmender Breite eine Strecke weit in das Döbriacher Thal hinein, das, wie wir gesehen haben, einen Ast des Draugletschers nach Osten leitete. Aus diesem Thale erhält der Millstätter See seinen Hauptzufluss, welcher in südwestlicher Richtung, also alpenwärts fließt. Der Abfluss des Sees richtet sich gleichfalls alpenwärts. Wir haben es hier mit einem auffälligen Beispiel centripetaler Entwässerung zu tun.

Diese eigenartigen Verhältnisse hat bereits 1897 Eduard Richter behandelt und dargetan, dass ein naheliegender Erklärungsversuch nicht zutreffen kann, nämlich, dass der Millstätter See durch Absperrung eines Thales entstanden sei, das sich einst vom See direkt zum Klagenfurter Becken zog. In dieser Richtung erstreckt sich zwar heute der Thalzug, dem das Eis folgte, vom Döbriacher Bache über den Brennsee (743 m) und Afritzer See (748 m) zum Afritzer Bache. Dazwischen wird die Wasserscheide (770 m) durch Schuttkegel gebildet. Aber der Afritzer Bach fließt nicht weit von der letzteren, nämlich bei der Mündung des Arriacher Baches, schon auf Fels in erheblich grösserer Höhe, als sich der Spiegel des Millstätter Sees befindet. Eher als an ein ursprünglich ostwärts gerichtetes Thal ist Richter geneigt, an ein westwärts gerichtetes zu denken, das durch Anzapfung nach dem Klagenfurter Becken hin seine oberste Partie verloren hat und infolgedessen nunmehr nahe der heutigen Wasserscheide von Schuttkegeln eingenommen wird. Mit diesem westlich gerichteten Thal bringt Richter die westlich gerichtete Abdachung des Seerückens in Beziehung, den er gleich uns für einen alten Thalboden erachtet, und denkt an Krustenbewegungen, welche im Innern des Gebirges durch örtliche Tieferlegung der Erosionsbasis Flüsse an sich lockten. Dieser nur in allgemeinen Umrissen entwickelte Erklärungsversuch steht nicht im Einklange damit, dass die Gesimse des Drauthales im allgemeinen alpenwärts ansteigen. Zwar ist das umgekehrte Gefälle des Seerückens unverkennbar; aber bereits die nördlich von ihm gelegenen Gesimse am Nordufer des Millstätter Sees finden alpenwärts in dem höher gelegenen Hühnersberg ihre Fortsetzung und verraten nichts von einem lokalen Einsinken der Erosionsbasis.

Entstehung durch glaciäre Diffluenz.

Die charakteristischen Züge des Millstätter Sees und seiner Umgebung erinnern uns an Erscheinungen, denen wir wiederholt im Bereiche der eiszeitlichen Vergletscherung begegnet sind. Wiederholt haben wir im Bereiche der grossen Zungenbecken centripetale Entwässerung und alpenwärts gerichtete Abdachungen angetroffen. Alle die Züge, die wir am Millstätter See wahrnehmen, wiederholen sich beim Ossiacher See weiter drauabwärts: auch hier centripetale Entwässerung und alpenwärts gerichtete Abdachung des Rückens zwischen Ossiacher See und Wörther Seethal. Unsere Auseinandersetzungen über die Einfächerung im Gebiete der glaciären Diffluenz (S. 810) ermöglichen uns, alle Einzelheiten in der Lage des Millstätter Sees nach der Analogie anderer ähnlicher Vorkommnisse im Bereiche der alten Gletscher zu erklären: in eine Weitung des präglaciären Thalbodens schnitt der Draugletscher in seinen Hauptbewegungsrichtungen zwei Furchen ein, die eine in der Richtung des Drauthales, die andere in der Richtung auf einen Sattel zu, der sich am Nordgehänge der Weitung in der Gegend des heutigen Döbriach gegen ein sich vom heutigen Kaningbache zum Afritzer Bache ins Klagenfurter Becken richtendes Thal öffnete. Dieser Sattel wurde von ihm allmählich abgeschliffen und die obere Partie jenes Thales, das Gebiet des heutigen Döbriacher Baches, durch Einfächerung dem Millstätter See tributär gemacht, so, wie das Thal des Ortasees dem Toce oder das Val Sassina dem Comosee. Gleichzeitig wurde das zwischen den beiden Furchen befindliche Stück des alten Thalbodens, der heutige

Seerücken, abgeschliffen und erhielt eine Abdachung nach den Alpen hin, so wie sich eine solche in geringerer Ausdehnung bei Bellaggio zwischen den beiden Armen des Comosees findet. Wir nehmen also eine glaciale Anzapfung eines ursprünglich südostwärts gerichteten Thalgebietes an, und in der Tat spricht sich das ehemalige Vorhandensein eines solchen noch in der Richtung der Flussläufe zwischen Kaningbach und Afritzer Bach deutlich aus.

Nach diesen Darlegungen ist der Millstätter See ein Diffluenzbecken nördlich der Drau. Dass er nicht in der Richtung der Achse des Beckens zur Drau entwässert wird, hängt mit den schon erwähnten mächtigen Aufschüttungen im westlichen Seethale zusammen. Sie sind ein alter Schuttkegel der Lieser, der quer über das Seethal geworfen worden ist. Dieser Schuttkegel zeigt an seinem Saume am unteren Seeende Deltastruktur, ist also in einen See von etwa 600 m Spiegelhöhe geschüttet worden. Auffälligerweise liegt er jedoch hier höher als weiter gegen Westen, und um zu erklären, dass die Lieser heute hier nicht gegen Westen in der Richtung auf Sachsenburg fliesst, sondern den Seerücken durchbricht, müssen wir annehmen, dass ihr der Ausweg in dieser Richtung durch den hier befindlichen Draugletscher versperrt gewesen ist. In der Tat finden wir hier Spuren eines Gletscherhaltes. Zwischen St. Peter im Holz und Spittal an der Drau verknüpfen sich Moränen und Schotter zu einem untrennbaren Ganzen, wie es nur an einem Gletscherende zur Ablagerung kommen konnte, das wir dem Bühlstadium zuweisen möchten. Der Schuttkegel des Lieserthales staut den Millstätter See über den Rand des eigentlichen Diffluenzbeckens empor und einige Zehner seiner 140,7 m betragenden Tiefe führen sich auf Abdämmung zurück, ebenso der Umstand, dass er das benachbarte Drauthal um 70 m überragt. Dass sich aber sein Boden 50 m unter dem des Drauthales befindet, dürfte die Folge der im Drauthal stattgefundenen Aufschüttungen sein. Im See liegt der Boden der ausgeschliffenen Furche noch ziemlich intakt vor, im Drauthale ist er tief verschüttet.

Der Weissensee.

Gleichfalls dicht neben dem Drauthale liegt der Weissensee. Wir erreichen ihn, wenn wir die Felsterrasse gegenüber Greifenberg ersteigen; sein Spiegel liegt in der Höhe dieses Gesimses, nach Grissinger, der den See auslotete¹⁾, 918 m hoch. Aber seine Wasser entleeren sich nicht über das Gesimse zum benachbarten Drauthal, sondern erreichen dasselbe erst in der Gegend von Paternion nach Durchmessung einer Längsthalstrecke der Gailthaler Alpen, welche das Sachsenburger Knie des Drauthales abschneidet. So naturgemäss hier die centripetale Entwässerung wäre, so findet sie doch nicht statt; hierin liegt der fundamentale Unterschied gegenüber dem Millstätter See und die Ähnlichkeit des Weissensees mit dem Achensee in Tirol. Aber diese Ähnlichkeit ist nicht vollständig; denn während der Achensee vom Innthale durch glaciale und fluvio-glaciale Aufschüttungen getrennt ist, ist der Weissensee durch die Felsschwelle der Urschitz vom Drauthale geschieden. Auch in den Tiefenverhältnissen weicht der Weissensee vom Achensee ab: während die grösste Tiefe des Achensees (133 m) nach dem Innthale zu gelegen ist, gegenüber welchem er abgedämmt ist, befindet sich die nicht gerade viel geringere grösste Einsenkung des Weissensees (97 m) weit vom Drauthale entfernt im östlichen Viertel des Sees, das sich zwischen den steilen Abfällen der

1) Untersuchungen über die Tiefen- und Temperaturverhältnisse des Weissensees in Kärnten. Petermanns Mitteilungen 1892. S. 153.

Peloschen (1768 m) und des Lakaberges (1856 m) erstreckt. In dieser Hinsicht gleicht wiederum der Weissensee dem Millstätter See, dessen grösste Tiefe auch im östlichen Drittel gelegen ist, aber dessen westliches Drittel bei weitem nicht so seicht wie das des Weissensees ist; dieses hat nur 20 m Tiefe.

Frech betrachtete 1892 den Weissensee gleich dem Achensee als ein abgedämmtes Seitenthal und stützte sich dabei auf die Beobachtung, dass im Tröbelsberger Graben, der westlich vom See in die Drauthaltrasse einschneidet, die höchsten Felsvorkommnisse 100 m unter dem Spiegel des Sees gelegen seien. Diese Beobachtung trifft nicht ganz zu. Wir verlassen zwar, in jenem Thale aufwärts wandernd, den Fels in 800 m Höhe und treten auf Moränen über, aber diese werden dann unweit des Sees durch die im Bache jäh aufsteigende Fischwand abgeschnitten (vgl. Fig. 134) Mit dieser Wand fällt der Urschitzhügel gegen Westen ab. Nach Süden zu verfolgen würden Fels (Hauptdolomit) bis an den Fuss des Südgehänges des Seethales. Hier allerdings tritt Fels nicht zutage: mächtige Ufermoränenwälle steigen hier an, die der Tröbelsberger Graben oberhalb der Fischwand nicht zerschneidet. Dafür aber, dass gerade unter diesen dem Südgehänge des Seethales angelagerten Moränen sich ein alter Seeabfluss vielleicht in der Richtung zum Grafenweger Thälchen zöge, fehlt jeder Anhalt. Alle diese Verhältnisse sind seither von Geyer auf Blatt Oberdrauburg und Mauthen klar zur Darstellung gebracht; lediglich das Moränenvorkommnis unter der Fischwand im Tröbelsberger Graben ist nicht eingetragen.

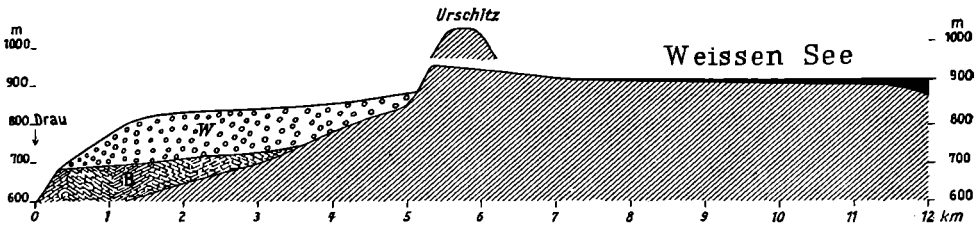


Fig. 134. Profil des Weissensee-Riegels und der Waisacher Nagelfluh.

W Moränen der Würm-Eiszeit; B Waisacher Nagelfluh; Hauptdolomit schräge schraffiert.

Entstehung durch glaciale Transfluenz. Fluviale Transfluenz.

Wir deuten den Weissensee als Transfluenzwanne. Er liegt dort, wo sich ein Ast vom Draugletscher löslöste und das Knie von Sachsenburg abschneitt. Dieser Gletscherast hat seine Bahn übertieft, und zwar am stärksten dort, wo er am meisten eingengt war. Doch dürfte für die Erhaltung des Sees der Umstand nicht unwichtig gewesen sein, dass in ihm noch spät eine Gletscherzunge längere Zeit gelegen hat. Unterhalb des Sees liegen beim Mösselbacher bis Cavallar hin zahlreiche erratische Blöcke. Dann setzt eine Schotterterrasse ein, die ohne Moränenbedeckung sich bis zum Drauthale hin verfolgen lässt. Am Seebecken selbst sind die Gletscherspuren sichtlich frischer als weiter thalabwärts; ein prächtiger südöstlich gerichteter Gletscherschliff findet sich östlich von Neusach und in seltener Frische steigen am Westende des Sees Ufermoränenwälle bis zur Höhe des Kreuzberges empor. Es sind Spuren des Bühlstadiums die wir hier wieder begegnen; aber dieses spielt für die Entstehung des Weissensees eine ganz andere Rolle als für die Entstehung des Millstätter Weissensees. Ist letzterer durch die Zunge des Bühlstadiums höher gespannt worden, so ist der Weissensee durch dieselbe weiter vertieft worden. Für die Entstehung der Wannen beider Seen aber fiel die massgebende Rolle der Würm-Vergletscherung zu und der Umstand, dass der Millstätter See ein Diffluenzbecken, der Weissensee ein Transfluenzbecken ist, weist darauf, dass der Draugletscher in der Gegend des Millstätter Sees bereits aus seiner Firndecke heraustrat, während er im Bereiche des Weissensees sich noch unter derselben befand.

Die glaciale Diffluenz und Transfluenz erklärt eine Reihe von Eigentümlichkeiten in der Thal-anordnung des Draugebietes. Für die Entstehung zahlreicher Thalverbindungen zwischen dem oberhalb Villach gelegenen Drauthale und dem Gailthale einerseits und dem oberen Gurkthale andererseits dürfte überdies die fluviale Transfluenz von grosser Bedeutung gewesen sein. Beim Rückzuge der Vergletscherung müssen zahlreiche Pässe von den Schmelzwässern überflossen gewesen sein, welche in die von glacialer Transfluenz oder Diffluenz bereits niedergeschliffenen Passhöhe tiefer einschnitten. Beispielsweise wird der Thalpass zwischen dem Döbriacher und dem Afritzer Bach so lange von einem Abfluss des Draugletschers überflossen gewesen sein, als das sich zurückziehende Eis noch nicht das Gebiet des Durchbruches des Lieser-Baches durch den Seerücken verlassen hatte. So mussten zahlreiche Verbindungsstücke zwischen den Thälern geschaffen und diese gegeneinander geöffnet werden. Dass solches gerade im Gebiete zwischen Drau- und Gurkthal geschah, weswegen hier ein auffälliges, bereits von Peters bemerktes Thalnetz entstand, hängt mutmasslich damit zusammen, dass der Draugletscher in die Thäler der Gurkthaler Alpen hineindrang und hier nur während des Maximums der Vergletscherung nicht allzu kräftige Zufüsse erhielt. Während des Herannahens und Kommens, sowie bei Oszillationen der Vergletscherung mussten weite Thalstrecken in den Gurkthaler Alpen eisfrei sein, während der Draugletscher schon, bezw. noch die Thalausgänge blockierte. Bei solcher Sachlage musste eine peripherische Entwässerung eintreten. In der That lässt sich das Thalgeflecht durch Interferieren zweier grosser peripherischer Rinnen Millstätter See—Kirchheimthal—Gurkthal, sowie Millstätter See—Arriachthal—Wimizthal mit den ursprünglichen Thälern Kaning-Graben—Afritzthal und oberstes Gurkthal—oberes Tieselthal erklären.

Terrassen von Lokalschottern im Thalgeflecht zwischen dem unteren Gailthal und dem Drauthal oberhalb Villach, die Geyer 1901 beschrieb, weisen hier auf ausgedehnte fluviale Transfluenzen hin, die hier und da, nach Geyer besonders im Gebiete des Krensenbaches, Flussverlegungen zur Folge hatten. Mutmasslich liegen hier auch Umfliessungsrinnen einer Zunge des Draugletschers vor, die das Hauptthal noch erfüllte, während die Nebenthäler schon eisfrei geworden waren.

Wie auch der Kartisch-Sattel im Gailthale von fluvialer Transfluenz zeugt, wie man ferner das Möllthalknie bei Winklern durch glaciale Transfluenz erklären kann, durch welche schliesslich die Möll der Drau entfremdet wurde, der sie ursprünglich über den Iselsberg zufloss, hat Sölch gezeigt.

Waisach-Nagelfluh.

Unfern des Weissensees finden wir im Drauthale, gelehnt an den Abfall des Gesimses von 900 m Höhe, eine vornehmlich aus wenig gerollten Kalken bestehende, aber auch Gerölle von Zentralgesteinen führende, ziemlich stark verkittete Nagelfluh, welche durchaus den Charakter einer alten Gehängebildung trägt (vgl. Fig. 134). Über dieser Ablagerung, die man mit Frech auch als Breccie bezeichnen könnte, erstrecken sich mächtige Moränen. Unter ihr hebt sich östlich Waisach der Hauptdolomit hervor, über dem die Nagelfluhwände 100 m über Thal ansteigen. Westlich Waisach hingegen zieht sich die Nagelfluh bis in die Sohle des übertieften Thales herab. In ihren untersten Partien fanden wir mehrfach gekritzte Geschiebe. Danach wird zweifellos, was auch durch die krystallinischen Geschiebe in ihr bereits angedeutet wird, dass sie zwischen zwei aufeinanderfolgenden Vergletscherungen der Gegend abgelagert wurde, ebenso wie die alten Schuttkegel des Etschthales oder jene des Innthales. Doch fehlen hier Anhaltspunkte zu entscheiden, ob eine interglaciale oder interstadiale Ablagerung vorliegt.

Rückzugsstadien.

Sehr spärlich ist das, was wir über die einzelnen Rückzugsstadien im Draugebiete zu berichten haben. Bei Betrachtung des Millstätter Sees und des Weissensees haben wir Anzeichen eines Eishaltes kennen gelernt. Einem entsprechenden Gletscherhalte gehören die Endmoränen an, welche das südlich vom Weissensee gelegene Gitschthal gegen

Hermagor hin umspannen, und die Endmoräne, welche Prohaska auf der Felsterrassen-Insel von Egg östlich von Hermagor gefunden hat; wir verweisen auch sie in das Bühlstadium, zumal da sich unterhalb Egg im Gailthale Spuren von moränenfreien Schotterterrassen einstellen.

Mannigfache Anzeichen sprechen dafür, dass im Drauthale auch dicht oberhalb Villach längere Zeit ein Gletscherhalt gewesen. Bei Gummern (7 km oberhalb Villach) schnürt es sich ein und hier löst sich im Grasthale eine Furche von ihm ab, welche wie eine Abflussrinne zum Afrizthale hinüberführt; bis Gummern erstrecken sich, ferner südlich des Drauthales Umflussrinnen oder sind die Mündungen der Seitenflüsse, wie z. B. die des vom Weissensee kommenden Weissenbaches, verschleppt. Weiter zeigt der oberhalb Gummern gelegene Schuttkegel des eben erwähnten Weissenbaches Unregelmässigkeiten, als wäre er, ähnlich dem Lieserschuttkegel am Millstätter See, dicht am Eise abgelagert worden. Aber bestimmtere Anhaltspunkte für einen entsprechenden Gletscherhalt haben wir nicht gefunden.

In welche Rückzugsphase die Moränen am Nordrande des Beckens von Lienz gehören, die unweit Dölsach durch zwei parallel nach GÖdnach fließende Bäche zerschnitten sind, vermögen wir nicht zu sagen. Auch können wir keine Anhaltspunkte mitteilen, um die Lage des Gschnitzstadiums in den grossen Thälern festzustellen; möglicherweise gehören ihm die mächtigen Moränenablagerungen im Möllthale bei Döllach und Putschall an. Dagegen möchten wir den Endmoränenwall, der sich bei Fleiss in etwa 1300 m Höhe an das linke Möllthalgehänge schmiegt, dem Daunstadium zuweisen. Es handelt sich hier mutmasslich um dieselbe Ablagerung, welche Stur 1855 neben solchen der Gegend von Obervevlach auf seiner geologischen Übersichtskarte der neogen-tertiären, diluvialen und alluvialen Ablagerungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen im Draugebiete verzeichnet. Gewiss wird die Untersuchung der gebirgigen Partien des Draugletschers noch zur Auffindung zahlreicher einzelner Stadien führen. So wurden gelegentlich einer Wiener Studentenexkursion 1904, wie Otto Lehmann berichtet, in der Nähe des Helm Moränen des Gschnitz- und Daun-Stadiums nachgewiesen. Auch die Moränen eines kleinen Gletschers, der sich in den Karawanken nordöstlich des Hochstuhl (2239 m) bis auf etwa 1800 m herabsenkt, dürfte einem Rückzugsstadium und zwar vermutlich dem Gschnitzstadium angehören.

Bergstürze.

Wie in allen übertieften Alpenthälern fehlt es im Draugebiete weder an grossen Schuttkegeln, noch an zahlreichen Bergstürzen. Von letzteren fällt namentlich derjenige auf, welcher sich an den Südwänden des Dobratsch befindet; er wird gewöhnlich auf den grossen Bergsturz von 1348 zurückgeführt. Doch hat Till¹⁾ gezeigt, dass man zwischen einem älteren, nunmehr schon mit dichtem Walde bestandenen und einem jüngeren Schutt unterscheiden kann, der noch wenig bewachsen ist. Nur den letzteren führt er auf den historischen Bergsturz zurück, der als Folgeerscheinung eines grossen Erdbebens eingetreten zu sein scheint. Die Lage des Bergsturzes ist charakteristisch: Er erfolgte von der unterschrittenen Wand an der linken Flanke des Gailthales; aber in der Thalmitte hat das Eis den aus lockerem Schotter bestehenden Dobravahügel verschont, an dem der Bergsturz brandete.

V. Die Gletscher des Murgebietes.

Einleitung. Geschichtliches.

Das Gebiet des Murgletschers. Katschberg und Turracher Höhe. Flattnitzhöhe und mittleres Gurkthal. Sättel südlich Murau und Metnitzgletscher. Gefälle des Murgletschers; eisfreies Gebiet in den Alpen. Sattel von Neumarkt. Zunge von Judenburg. Übertiefung im Murthale. Becken von Knittelfeld. Schotterterrassen im Längsthale der Mur. Thalformen des Murthales unterhalb

1) Das grosse Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. L. 1907. S. 534. Vergl. auch den Bericht von Hildegard Meissner

des Knittelfelder Beckens. Thalformen im Längsthale der Mürz. Thalformen im Querthale der Mur. Grazer Feld. Interglaciaie Ablagerungen. Rückzugsstadien. Eiszeitliche Schneegrenze des Murgletschers.

Kleine Gletscher des Murgebietes: Staugalpe. Seethaler Alpen und Gleinalpe. Ostende der Niederen Tauern und Eisenerzer Alpen. Hochschwabgruppe. Semmeringgebiet. Quellgebiet der Mürz und Wiener Schneeberg. Angebliche Gletscherspuren im Wiener Becken. Angebliche Gletscherspuren in der Grazer Bucht. Die eiszeitliche Schneegrenze im Murgebiete und Umgebung.

Einleitung.

Nördlich vom grossen Längsthale der Drau erstreckt sich in den Ostalpen ein zweiter grosser Längsthalzug. Er beginnt am Ostende der Hohen Tauern und zieht sich anfänglich in rein östlicher, dann in nordöstlicher Richtung auf das Wiener Becken hin, gegen das er sich am Semmering-Passe öffnet. Das Auftreten jungtertiärer Ablagerungen zeichnet ihn fast auf seiner ganzen Erstreckung aus und verleiht ihm ein gewisses einheitliches Gepräge, das er auch in hydrographischer Hinsicht besitzt. Er fällt ganz und gar in das Einzugsgebiet der Mur; aber diese selbst durchmisst ihn nur auf drei Vierteln seiner Länge und sein Ostviertel wird von der Mürz durchflossen. Beide einander entgegengerichteten Flüsse treffen sich bei Bruck a. d. Mur und ihre vereinten Wasser strömen in einem Durchbruche nach Süden dem steierischen Becken zu, da die Mur bei Graz erreicht. Nur die Westhälfte dieses Längsthalzuges, die sich am Fusse der Niederen Tauern entlangzieht, hat während der Eiszeit einen Thalgletscher geborgen; die Osthälfte ist immer eisfrei gewesen und die Gletscher beschränkten sich hier auf die Höhen der angrenzenden Berge. Wir können daher dem Murgletscher keinen Mürzgletscher gegenüberstellen, sondern neben ihm nur von zahlreichen einzelnen Gletschern des Murgebietes sprechen.

Der Umstand, dass unsere Längsthalflucht in ihrer ganzen Ausdehnung in zentral-alpine Gesteine eingesenkt ist, und dass demnach sich die erratischen Materialien nicht leicht von Lokalschuttbildungen abheben, dass ferner neben den Gebilden des Eiszeitalters auch ähnlich aussehende jungtertiäre Ablagerungen vorkommen, erschwert vielfach das Studium der Glacialgebilde im Murgebiete. Aber die Tatsache, dass unsere Thalflucht teils vergletschert, teils niemals vergletschert gewesen ist, verleiht ihr erhöhtes Interesse. Nirgends in den Alpen ist der Gegensatz zwischen vergletschert gewesenen und unvergletschert gewesenen Thalformen auffälliger, nirgends bieten sich bessere Gelegenheiten, die Beziehungen zwischen vergletschert gewesenen und unvergletschert gewesenen Bergformen aufzuhellen, als gerade hier. Sowohl die Lehre von der glacialen Übertiefung der Thäler, als auch die von der glacialen Entstehung der Kare haben im Murgebiete massgebende Anregungen erfahren.

Geschichtliches.

Unsere Kenntnis vom Murgletscher ist noch gering und datiert erst aus neuester Zeit. Zwar hat bei der ersten Aufnahme seines Gebietes durch die k. k. geologische Reichsanstalt Rolle richtig zwischen tertiären und quartären Ablagerungen unterschieden und den letzteren eingehende Beachtung geschenkt; aber er kannte ihre glacialen Entstehung nicht (Die Braunkohlen-Gebilde bei Rottenmann, Judendorf und St. Oswald und die Schotterablagerungen im Gebiete der oberen Mur in Steiermark. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt VII 1856. S. 39). Bei der zweiten Aufnahme scheint sich das Interesse ganz und gar auf die älteren Gesteine beschränkt zu haben und nur rein gelegentlich wird in den Aufnahmeberichten Geyers der jüngeren Gebilde gedacht. Einen Teil der Probleme, welche die letzteren bieten, nämlich die auf das Tertiär bezüglichen, hat Oestreich behandelt (Ein alpines Längsthal zur Tertiärzeit. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. II. 1899. S. 165) und dabei auch einiges über die Glacialgebilde des Murthales berichtet:

aber er hat nicht scharf zwischen tertiären und quartären Ablagerungen geschieden. Bald danach hat A. Böhm von Böhmersheim seine in den Jahren 1887—1890 ausgeführten Untersuchungen veröffentlicht, welche sich namentlich auf die Feststellung der Gletschergrenze, die Karbildung und die Feststellung der eiszeitlichen Schneegrenze erstrecken und auch die älteren Arbeiten eingehend würdigen (Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abh. k. k. geogr. Gesellsch. Wien II. 1900. S. 91). Mit den von Böhm von Böhmersheim nicht behandelten Fragen der neueren Eiszeitforschung, Übertiefung des Gletscherbettes, Schotterterrassen und Rückzugsstadien, hat sich Andr. Aigener unter Berücksichtigung der neueren Literatur beschäftigt (Eiszeit-Studien im Murgebiete. Mitteil. naturw. Verein f. Steiermark 1905. S. 22). Richters geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen (Peterm. Mitteilungen Erg.-H. 132. 1900), deren wir schon S. 1066 gedachten, erstrecken sich ganz wesentlich auch auf das Murgebiet, ebenso Sölcchs Studien über Gebirgspässe (Forsch. zur deutschen Landes- und Volkskunde. XVII. 2. 1908).

Meine eigenen Untersuchungen im Murgebiete begannen im Jahre 1886; damals stellte ich zunächst fest, dass das Murthal bei weitem weniger vergletschert gewesen ist, als ich auf einer Karte der Verbreitung der Moränen in Deutschland dargestellt hatte (Archiv für Anthropologie XV. Tafel 3. 1884). 1887 bestimmte ich die Grenzen der Vergletscherung näher, die ich dann auf Blatt 31 der Carte internationale géologique de l'Europe einzeichnete. Weitere Begehungen erfolgten 1891. Im Jahre 1898 studierte ich das unvergletschert gewesene Murthal in morphologischer Hinsicht, worauf ich in meinem Vortrage über „die Übertiefung der Alpen-Thäler“ Bezug nahm. (Verhandlungen des VII. internat. Geographen-Kongresses. Berlin 1899. II. S. 232.). Gelegentliche kleinere Exkursionen unternahm ich 1903 und 1904; über die letztere hat Hildegard Meissner berichtet (Geographischer Jahresbericht aus Österreich V. 1907. S. 80). Einige Lücken im Beobachtungsmateriale ergänzte Herr Dr. Otto Lehmann in meinem Auftrage im August 1908.

Das Gebiet des Murgletschers.

Das obere Murgebiet, welches den Murgletscher nährte, hat manche Ähnlichkeit mit dem Draugebiete oberhalb Villach. Die Tauern, hier die Niederen, dort die Hohen, bilden die Nordgrenze und in beiden Fällen fehlt ihnen ein entsprechendes Gegenüber. Die Gurkthaler Alpen stehen selbst in ihrem höchsten Abschnitte, der im Eisenhut (2441 m) gipfelnden Stang-Alpe, den Niederen Tauern an Gipfelhöhe erheblich nach, und wie sich zwischen den Hohen Tauern und den Karnischen Alpen zwei Thäler, das der Drau und das der Gail, befinden, so treffen wir zwischen den Niederen Tauern und den Gurkthaler Alpen zwei Thalzüge, von denen allerdings nur der eine, südliche, grösstenteils von der Mur durchflossene, hydrographische Selbständigkeit besitzt, während der andere sich ihm unterordnet. Dementsprechend schaltet sich zwischen Niedere Tauern und Gurkthaler Alpen ein langer Zug von Einzelbergen ein, die wir als „Murberge“ bezeichnen. Sie bilden das Westende des Tamsweg-Sekkauser Höhenzuges der Böhmischen Alpeinteilung und erheben sich nur in einem Gipfel (Gstoder 2141 m) über 2000 m. Dort, wo sie sich ihrem Westende nähern, öffnet sich zwischen ihnen und den Niederen Tauern das weite Thalbecken des Lungau, in welchem sich die Quellflüsse der Mur sammeln.

Wie im Draugebiete waren auch im Murgebiete die Tauern die eigentlichen Ernährer der eiszeitlichen Vergletscherung. Die aus zahlreichen kurzen Quertälern der Niederen Tauern herauskommenden Eismassen erfüllten die beiden Thalzüge und überfluteten die Murberge so hoch, dass nur wenige Gipfel derselben aus ihnen emporragten. Sie überschwemmten ferner die niederen Pässe der Gurkthaler Alpen und entsandten zahlreiche Arme ins Draugebiet oder schoben dahin die Lokalglletscher der höchsten Erhebung im Gebiete der Stang-Alpe. Endlich ergoss sich der Rest des im Murthale gebliebenen Eises grösserenteils in der breiten Öffnung zwischen Gurkthaler

und Seethaler Alpen über den Neumarkter Sattel nach Süden gleichfalls ins Draugebiet und nur eine schmale Zunge zwängte sich zwischen den Niederen Tauern und den Seethaler Alpen hindurch und folgte dem Murthale nach Osten.

Katschberg und Turracher Höhe.

Der westlichste der Pässe, über welchen Murthaler Eis nach Süden geflossen ist, ist der Katschberg an der Südseite der Hohen Tauern, welcher im Verein mit dem Radstädter Tauern östlich vom Brenner die erste Gelegenheit für eine fahrbare Strasse gewährt, die Alpen zu überschreiten. Der Pass senkt sich zwischen dem unteren Tschaneck (2014 m) und dem Aineck (2209 m) auf 1641 m Höhe herab und trägt in deutlichster Weise die Spuren des Eisüberganges. Er ist überstreut mit erratischen Blöcken, unter welchen namentlich solche dioritischer Gesteine auffallen. Hier und da finden sich auch Moränen; sehr charakteristisch ist die Längsrippung. Die Glacialspuren erheben sich bis zum Gipfel des Tschaneck. Hier, und nicht auf dem Aineck, wie Sölch mitteilt, fand ich einzelne erratische Geschiebe, selbst gekritztes Material. Nach den Rundbuckelformen auf dem westlich befindlichen zum Kareck ziehenden Rücken zu urteilen, reichte das Eis bis 2200 m; deswegen dürfte selbst das Aineck kaum daraus hervorgeragt haben. Es war damit auch die Möglichkeit geboten, dass auch die östlich gelegene Laussnitzhöhe, die weniger als 1700 m hoch ist, von Murthaler Eis überflossen wurde, welches sohin in ansehnlicher Weise den obersten Lieser-gletscher speiste.

Ausserordentlich deutliche Spuren glacialer Transfluenz trägt die Turracher Höhe (1763 m) mitten im Bereiche der Stangalpe. Wie ich bereits an anderer Stelle bemerkte ¹⁾, sind hier auf der Passhöhe in die weichen Schiefereinlagerungen des karbonen Conglomerates einzelne Wannen eingeschnitten, während die Conglomeratausbisse dazwischen prächtige, südlich gerichtete Gletscherschliffe tragen. Das Ganze stellt eine äusserst eindrucksvolle Rundhöckerlandschaft dar, die bis 1900 m Höhe emporreicht. Zentralalpines Material fand ich hier nirgends. Es ist also nicht der eigentliche Mur-gletscher, sondern nur Eis des Stangalpgebietes hier nach Süden übergeflossen; seinen weiteren Weg im obersten Gurkthale bis zur Gnesauer Ufermoräne haben wir bereits S. 1074 erwähnt.

Flattnitzhöhe und mittleres Gurkthal.

Schon Peters ²⁾ hat mitgeteilt, dass Gneisgeschiebe nicht bloss im oberen Paalgraben, sondern auch auf der Flattnitzhöhe vorkommen, und dass sich von hier ein Schotterstrom in das der Gurk tributäre Glödnitzthal hineinzieht. In der Tat ist die Flattnitzhöhe ein typischer Gletscherpass. Sie stellt zwischen der Haidner Höhe (2104 m), einem Ausläufer der Stangalpe, und den Unterwänden (1828 m), einem Ausläufer der Pranker Höhe, eine Einsattelung von etwa 4 km Breite dar, die durchschnittlich unter 1600 m Höhe herabreicht. Zwei Einschnitte, der Pass der Flattnitzhöhe (1400 m) und ein westlich gelegener Übergang (1527 m), gehen tiefer herab. Zwischen beiden erhebt sich der Kuster auf 1672 m (nicht 1572 m, wie die österreichische Spezialkarte irrig angibt). Der Kuster ist noch mit erratischem Material über-

1) Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. II. S. 108. 304.

2) Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. VI. 1855. S. 508.

streut. Am Abfalle der Haidner Höhe verfolgten wir solches bis 1700 m und bei Unterwänden bis 1650 m. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Chefgeologen Georg Geyer in Wien rühren die von mir gesammelten Gneisgeschiebe aus der oberen schieferigen Gneisgruppe des Murgebietes her, die sich von den Bundschuhtälern im Lungau bis in die Murberge hinein erstreckt; es muss daher Eis des Murthales gewesen sein, welches auf der Flattnitzhöhe ins Glödnitzthal überfloss.

Das Glödnitzthal fällt gegenüber benachbarten Thälern des Gurkgebietes durch seine stattliche Breite auf. Es macht den Eindruck eines glacialen Zungenbeckens, an dessen Ostflanke wir bei Rain Spuren von Ufermoränen fanden, während es unterhalb Glödnitz durch Moränenwälle verschlossen wird. Hier nehmen wir mit Aigner das Ende der Flattnitzer Gletscherzunge an. Weiter unterhalb entwickeln sich mächtige Schottermassen, die das Gurkthal bis in die Schlucht hinein erfüllen, in welche die Gurk durch die Tiebeler Ufermoräne (S. 1075) geworfen wird, und die wir gurkabwärts bis zum Krappfelde hin verfolgen können. Wie bereits Peters bemerkt hat, lassen sich zwei verschieden hohe Terrassen unterscheiden; die höheren walten thalaufrwärts, die niederen thalabwärts vor. Doch ist unverkennbar, dass sich die höheren in das grosse Niederterrassenfeld des Krappfeldes fortsetzen. Wir erachten sie deswegen als Schotter der Würm-Eiszeit und die niederen Terrassen lediglich als Teilfelder, wie solche auch im Krappfelde vorhanden sind. Neben den Terrassen aber fehlen, wie Peters ausdrücklich hervorhebt, in unserem Abschnitte des Gurkthales erratische Schuttmassen: Es ist während der Würm-Eiszeit nicht vom Eise betreten gewesen.

Sättel südlich Murau und Metnitzgletscher.

Über die Flattnitzhöhe konnte der Murgletscher nicht bloss in das Glödnitz-, sondern auch in das hier wurzelnde Metnitzthal eindringen. In der Tat zeigt dieses bei Oberhof eine ähnliche junge beckenförmige Weitung, wie das Glödnitzthal. In das Metnitzthal konnte ferner Murthaler Eis über die Sättel südlich Murau gelangen, welche sich zwischen der Pranker Höhe (2169 m) und der Grebenzen (1870 m) befinden. Hier kann man in weniger als 1200 m längs des Grattinger Baches, in 1260 m Höhe am Priwaldkreuz und in 1346 m Höhe am Auerlingsee aus dem Murthal ins Metnitzthal gelangen. Viel höher aber reichte das Eis. Es liess lediglich die Gipfel der zwischen den Pässen befindlichen Höhen aus sich emporragen. So fanden wir beispielsweise an der Kuhalpe (1784 m) erratische Gesteine etwa 100 m unter dem Gipfel, und der Rücken, der sich von hier bis zur Grebenzen zieht, trägt in seiner ganzen Erstreckung bis zu seinem höchsten Punkte (1556 m), wie bereits Hildegard Meissner geschildert hat, Spuren des Eisüberganges. Der ganze Rücken gleicht einer Reihe von steilen, nach Süden abbrechenden Rundhöckern.

Ob die von Westen und Norden ins Metnitzthal geflossenen Eismassen sich hier zu einem einheitlichen Gletscher vereinten oder ob sie einzelne Zungen bildeten, zwischen denen sich glaciale Stauseen erstreckten, mit denen man die Bänderthonablagerungen zwischen Oberhof und Metnitz in Verbindung bringen könnte, vermochte ich bei einer einzigen Wanderung durch das Thal nicht zu entscheiden. Da aber nach Peters die erratischen Materialien in unregelmässiger Verteilung im Metnitzthale bis 4000 Wiener Fuss, gleich 1200 m Höhe reichen, so möchte ich annehmen, dass ein zusammenhängender Thal-gletscher existierte. Bei Grades buchten sich deutliche, bis 1100 m Höhe reichende Ufermoränen in das Feistritzthal hinein, und die Klamm von Grades dürfte

sich an eine epigenetische Thalstrecke knüpfen, deren Anlage durch glaciale und fluvio-glaciale Aufschüttung verursacht ist.

Gefälle des Murgletschers. Eisfreies Gebiet in den Alpen.

Die bisher betrachteten Überflusstellen von Murthaler Eis ins Draugebiet geben uns einen Anhalt zur Rekonstruktion der Oberfläche des alten Gletschers zwischen Niederen Tauern und Gurkthaler Alpen. Sie ordnen sich nach der Höhe des Überfließens in absteigender Folge: Im Westen geschah es in fast 2200, im Osten in mehr als 1600 m Höhe. Hierin spiegelt sich das thalabwärts gerichtete Gefälle des Murgletschers. Es belief sich bei 55 km Entfernung in der Luftlinie auf 600 m, also auf rund 11 ‰. Da das Eis über unsere Sättel nach Süden überfloss, musste zugleich ein südliches Gefälle vorhanden sein. Wir schliessen sohin auf eine gegen Südost gerichtete Neigung der Gletscheroberfläche, während die Oberfläche des südlich im Klagenfurter Becken gelegenen Draugletschers sich gegen Nordosten senkte. Die Oberflächen der beiden benachbarten Gletscher waren einander also in der Weise zugewandt, wie die Dachflächen in einem einspringenden Eck. Zwischen beiden blieben das mittlere Gurkthal und das Wimitzthal eisfrei, so dass sich hier bis tief in das Innere der Alpen hinein ein unvergletschertes Gebiet erstreckte.

Wie hoch das Eis im Murthale selbst angeschwollen war, können wir nicht durch Beobachtungen belegen. Mutmasslich waren die Murberge mit alleiniger Ausnahme ihres höchsten Gipfels (Gstoder 2141 m) und vielleicht ihrer östlichsten Erhebung (Pleschaitz 1797 m) ganz vom Eise bedeckt. Im Lungau reichte dasselbe, nach den Rundformen der Gehänge zu urteilen, wie bereits Aigner und Sölch bemerkten, bis mindestens 2200 m Höhe. In einem Quellthale der Mur, im Zederhausthale, erhebt sich die Schliffgrenze nach Aigner sogar bis 2300 m. Ähnlich hoch dürfte sie in den Thälern auf der Südseite der Niederen Tauern, in den Thälern der Schladminger Alpen, gelegen sein, während sie in den Wölzer Alpen voraussichtlich erheblich tiefer liegt.

Die Zahlen, welche Böhm von Böhmersheim für die Eishöhe im Murgebiete mitteilt, beruhen lediglich auf der Beobachtung von erratischen Grenzen und bleiben erheblich hinter den mutmasslichen Werten zurück, nicht bloss deswegen, weil im allgemeinen im Nährgebiete der Gletscher die erratische Grenze unter der oberen Gletschergrenze liegt, sondern wohl auch weil sie zu niedrig bestimmt sein dürften. Wir schliessen dies daraus, dass einer der höchsten Werte, welche Böhm von Böhmersheim für die obere Geschiebegrenze mitteilt, 1870 m am Aineck, weit hinter der zurück bleibt, die wir in der nächsten Nachbarschaft am Tschaneck ermittelten (2014 m).

Sattel von Neumarkt.

In einer Höhe von etwa 1600 m verliess der Murgletscher das Doppelthal zwischen Niederen Tauern und Gurkthaler Alpen und bewegte sich direkt auf den Zug der Seethaler Alpen hin. An diesem schwenkte ein Teil seiner Eismassen, dem Neumarkter Sattel folgend, nach Südosten ab und gelangte in einer breiten Zunge bis an das obere Görtschitzthal, wo wir sein Ende zwischen St. Martin und Hüttenberg in weniger als 900 m Höhe mutmassen. Von dieser breiten Zunge löste sich ein schmaler, aber mächtiger Ast ab, der im Olsathale abwärts zu den Eismassen des Metnitzthales stiess, die gerade bis zur Mündung der Metnitz in die Gurk gereicht haben. Hier setzen bei Hirt jäh und unvermittelt die mächtigen Schotter des Krappfeldes ein. Oberhalb dieser mächtigen Aufschüttung erstreckt sich im Metnitzthale ein Zungenbecken, an dessen Saum wir an verschiedenen Stellen, namentlich bei Ruhsdorf, Moränenablagerungen fanden. Aber zur Bildung eines eigenen Endmoränenwalles ist es hier nicht gekommen.

Der Neumarkter Sattel trägt in seiner ganzen Ausdehnung die Spuren des Eisüberganges. Er ist überdeckt mit mächtigen Moränenmassen, welche südöstlich streichende, also in der Richtung der Eisbewegung gestreckte Hügel von Drumlincharakter bilden. Der Passübergang knüpft sich an eine breite zungenbeckenähnliche Furche, deren Boden zwischen 800 und 900 m Höhe gelegen ist. Sie setzt sich mit einer starken Steilstufe gegen das Murthal ab und erstreckt sich in südöstlicher Richtung bis unterhalb Neumarkt. Sie wird von einer breiten Terrassenfläche von 1000—1100 m Höhe begleitet, auf welcher wir mehrfach Ufermoränen begegnen. Die Entwässerung geschieht durch die Olsa in einer Enge „in der Klamm“. Hier fließt der Olsa von Südosten her der Plaksnerbach zu, der hart an der Görtschitz entspringt, also einen für Gebiete glacialer Diffluenz charakteristischen centripetalen Lauf besitzt. Die höheren Terrassenflächen begleiten die Olsa nicht, sondern ziehen sich zur Görtschitz herüber. Das enge Olsathal ist jünger als sie und dürfte durch fluviale Transfluenz angelegt worden sein. Die Wasserscheide zwischen Olsa und Mur liegt am Nordwestende des Neumarkter Beckens bei der Eisenbahn-Station St. Lambrecht (888 m), nur 2½ km vom Murthale entfernt. Mit Recht spricht Sölch hier von einer typischen Diffluenzstufe. In sie schneidet der Bach von St. Lambrecht ein und legt Moränen bloss, unter denen Schotter vorkommen. Das Profil hat Oestreich abgebildet; es handelt sich hier um eine Anlagerung von Moränen und Schotter-Materialien an die Stufe; die letztere selbst besteht aus Fels.

Böhm von Böhmersheim verfolgte am Kreuzeck nördlich Neumarkt erratisches Material bis nahezu unter den Gipfel, nämlich bis 1410 m, und nahm daher an, dass die Eishöhe über dem Neumarkter Sattel 1400 m betrug. Nach unseren Beobachtungen lag sie höher. Wir fanden am Ostabfalle der Grebenzen nördlich vom Pöllauer Graben erratisches Material noch in 1520 m Höhe und weiter südlich am Nordabfalle des Königreich neben dem engen Olsathale noch in 1300 m Höhe. Auf der anderen Seite aber begegnen wir dem Material des Murgletschers am Abfalle der Seethaler Alpen gegen Neumarkt im oberen Görtschitzgebiete nördlich des Grossleiten-Riegels in 1370 m Höhe, wie Hildegard Meissner bereits berichtet hat. Danach müssen wir im Gebiete des Neumarkter Sattels auf eine Eishöhe von 1500—1600 m schliessen und auf ein ausgesprochenes südostwärts gerichtetes Oberflächengefälle. Meine Mutmassung, dass weiter südlich das ins Görtschitzgebiet eingedrungene Eis bei Jakobsberg den von den Seethaler Alpen kommenden Fallgraben verbaute, hat Herr Dr. O. Lehmann bestätigt; die Moränen reichen nach ihm bis 1200 m und bei St. Margarethen noch bis 1000 m; noch bei St. Martin gibt es eine deutliche Stufenmündung. Erst gegen Hüttenberg hin verliert sich der glaciale Charakter des Thales.

Nach v. Böhm hat nicht bloss über den Neumarkter Sattel, sondern auch über den benachbarten Sattel von Perchau (1005 m) ein Überfließen von Murgletschereis nach Süden stattgefunden. Der Sattel ist unbedingt vom Eise bedeckt gewesen. Ob aber ein wesentliches Überfließen desselben hier stattgefunden hat, ist uns angesichts der Tatsache, dass nördlich und südlich von ihm das Eis ungefähr gleich hoch stand, unwahrscheinlich. Die Geländedarstellung der österreichischen Spezialkarte lässt in der That auch nicht jene Formen auf dem Sattel erkennen, welche für das Überfließen von Eismassen charakteristisch sind. Die vom Sattel zur Mur und zur Olsa sich herabziehenden Thäler zeigen oberhalb Scheifling und Neumarkt deutliche Verbauungen.

Zunge von Judenburg.

Während das Neumarkter Becken zwischen Grebenzen und Seethaler Alpen dem Murgletscher eine 12 km breite Pforte darbot, gewährte ihm das Murthal nördlich vom Neumarkter Sattel zwischen den Seethaler Alpen und den Ausläufern der Niederen Tauern einen Auslass von grösserer Tiefe, aber nur von 5 km Breite, weswegen nur eine schmale Eiszunge dem Murthale selbst folgte. Sie hat bis beinahe Judenburg gereicht.

Hier liegt 2 km westlich der Stadt ein typischer Endmoränenwall (769 m), an den sich in ansehnlichen Abstufungen weiter oberhalb bis gegen St. Peter hin weitere Moränenablagerungen knüpfen, während von ihm thalabwärts eine mächtige Schotteraufschüttung ausgeht. Im Bereiche der letzteren hat Herr Dr. Lehmann noch westlich vom Bahnhofe Judenburg Moränenmaterial gefunden, nicht aber weiter abwärts, wo Aigner noch an mehreren Stellen Moränen angibt, offenbar mehr nach der Form des Auftretens als nach dem Inhalte der Ablagerung urteilend.

Oberhalb der Endmoränen bot der niedere Pölsals (811 m), der sich nur 100 m über den Boden des Murthales erhebt, dem Murgletscher Gelegenheit, über sein nördliches Ufer hinwegzufluten und in das untere Pölsthal einzudringen, wo er sich hammerförmig ausbreitete. Wie bereits Hildegard Meissner berichtet hat, krümmt sich eine bis 897 m ansteigende Endmoräne im Pölsthal bei Mauterndorf aufwärts, bei Allerheiligen abwärts. Daraus schliessen wir, dass in der Gegend des Pölsalses der Murgletscher noch mindestens 1000 m Meereshöhe erreichte. Oberhalb der Endmoräne von Mauterndorf finden wir im Pölsthale Staubildungen, welche auf einen zeitweiligen Verschluss des Thales durch den Murgletscher deuten. Von der Endmoräne bei Allerheiligen geht das Schotterfeld aus, das sich in die Schottererfüllung des Judenburger Beckens fortsetzt.

Aigner hat die Mutmassung ausgesprochen, dass nördlich von der geschilderten Zunge des Murgletschers aus dem Wölzerthale eine schmale Zunge über den Hochecker Sattel in das Pölsgebiet hineinreichte. Wir halten dies angesichts der Thatsache für sehr wahrscheinlich, dass im Wölzer Thale das Eis jedenfalls die Höhe jenes Sattels (etwa 1340 m) ansehnlich überragte; hinterliess es doch, wie Böhm von Böhmersheim berichtet, südlich vom Sattel auf der Nordwestseite des Pleschaitz erratisches Material in 1640 m Höhe. Zudem führt das Zeiringthal, zu welchem der Hochecker Sattel führt, mächtige Schottermassen in das Pölsthal hinein.

Übertiefung im Murthale.

So schmal der Ast des Murgletschers war, der dem Murthale treu blieb, so folgt ihm doch die ausgezeichnete Übertiefung des letzteren. Aigner hat mit Recht hervorgehoben, dass dieselbe immer nur streckenweise entfaltet sei. Als wahre Tröge kommen die beiden Quellthäler der Mur, nämlich das oberste Murthal oder der Murwinkel und das Zederhausthal, aus dem Grenzgebiete zwischen Hohen und Niederen Tauern; als übertiefte Furche setzt sich das aus der Vereinigung beider entstandene Murthal zwischen St. Michael und Tamsweg fort. Aber von hier an hört die Übertiefung auf ansehnlich zu sein. In engem Thale tritt die Mur unterhalb Tamsweg aus dem nördlichen Thalzug in den südlichen über. Tröge sind aber auch die Täler der südlichen Niederen Tauern, die sich zum Lungauer Becken herabziehen. Aber auch sie enden hier stumpf in der moränenerfüllten Thalweitung. Diese ist nicht übertieft; ihre Seitenthäler münden beckenförmig. Offenbar waren die hochangeschwollenen Eismassen des Lungau ziemlich bewegungslos und ihr Abfluss erfolgte weniger in der Tiefe der beiden Thalzüge als in der Höhe, in der gesamten Breite des Doppelthales.

Im Murthale stellt sich südlich der Murberge die Übertiefung erst in der Nähe des Paalgrabens ein. Aber sie setzt hier alsbald wieder aus; sichtlich entlastete das Überfließen über die Flattnitzhöhe den im Hauptthale sich bewegenden Eisstrom. Bei St. Lorenzen (oberhalb Murau) wird die Übertiefung wieder stärker. Aber bei Murau quert ein allerdings durchschnittener Riegel das Murthal oberhalb der Mündung des Rantenthales. Dieses führt der Mur Gewässer aus dem mittleren Abschnitt der Niederen

Tauern zu, deren Thäler bis an den Rand des nördlichen Thalzuges übertieft sind. In diesem aber setzt die Übertiefung erst in einiger Entfernung vom Fusse der Tauern längs des Rantenbaches ein, nachdem dieser die Flüsse mehrerer Tauerntäler aufgenommen hat. So entwickelt sich das Thalbecken von Ranten. Es setzt sich eine Strecke weit in die Enge hinein fort, in der der Rantenbach vom nördlichen in den südlichen Thalzug übertritt. Offenbar blieb eine ansehnliche Eismasse dem nördlichen Thalzuge treu und ging aus dem Gebiete des Rantenbaches in das Bereich des Katschthales über. Wie im Murthale gibt es auch im Rantenthale dicht oberhalb der Vereinigung beider Thäler eine allerdings stark verwischte Stufe. Nach der Vereinigung beider Thäler aber bleibt die Übertiefung dem Murthale treu bis zu den Endmoränen von Judenburg. Stufenförmig mündet von Süden her das Lassnitzthal. Eine Difffluenzstufe haben wir an der Mündung des Neumarkter Sattels. Trogähnlich ist der Querschnitt des Thales und die von den Seiten kommenden Nebenflüsse haben hier recht ansehnliche Schuttkegel aufgeschüttet, deren Materialien stellenweise zu einer von Böhm von Böhmersheim näher gewürdigten Schuttkegelterrasse verschmelzen. Unterhalb Murau werden die Schuttkegel regelmässig in 800 m Höhe nach unten abgestutzt, weswegen man denken könnte, sie seien in einem See von 800 m Spiegelhöhe aufgeschüttet worden.

Von den beiden grösseren Seitenthälern, die das Murthal von den Tauern her noch erhält, mündet das Katschthal auf einer verwischten Stufe, oberhalb deren sich die Weitung von St. Peter erstreckt. Diese setzt sich ebensowenig wie die von Ranten in die übertieften Tauerntäler hinein fort. Dagegen mündet das Wölzer Thal gleichsohlig. Sein Trog zieht sich quer durch die Murberge hindurch bis zur Mur. So entwickelt sich im unteren Teile des Murgletschergebietes eine schöne Konfluenz von übertieften Thälern und das Murthal erweist sich dabei als Hauptthal. Deutlich erkennt man im Murgebiete, wie die Übertiefung ganz allgemein dort aussetzt, wo Eisansammlungen entstehen, und wie sie sich wieder einstellt, wo der Abfluss des Eises in bestimmte Richtung geleitet wird. Es knüpft sich die Übertiefung der Thäler an Orte steilen Gefälles der gesamten Eismasse, mochte dasselbe wie im Bereiche der Zunge durch steileres Oberflächengefälle oder wie in dem der Tauern-Thäler durch steileres Sohllengefälle bedingt gewesen sein.

Becken von Knittelfeld.

Hat sich der Draugletscher bis in das von jungtertiären Schichten erfüllte Klagenfurter Becken hinein erstreckt und dieses glacial umgestaltet, so endete der Murgletscher unmittelbar oberhalb eines ähnlichen Beckens im Murthale, nämlich dem von Knittelfeld. Hier ist es dementsprechend zur Ablagerung sehr ausgedehnter Schottermassen gekommen, welche die schräge gestellten südwärts fallenden Miocänschichten diskordant überlagern. Sie bilden ein grosses Schotterfeld, das durch die Mur zerschnitten wird. Der Nordflügel heisst Aichfeld, der kleinere Südflügel Murboden. Die Schottermassen des Aichfeldes nehmen ihren Ursprung an der Endmoräne von Allerheiligen im Pölsthale, die des Murbodens setzen sich in der Terrasse von Judenburg bis an die Endmoräne des Murthales selbst fort. Ob sie sich weiter muraufwärts erstrecken, wie Böhm von Böhmersheim annimmt, oder ob sie sich hier mit den Moränen verzahnen, lässt sich bei der Spärlichkeit der Aufschlüsse nicht mit Sicherheit feststellen. Jedenfalls gehört die Schotterausfüllung des Knittelfelderbeckens zu den Endmoränen des Murgletschers,

die in voller Frische dastehen und wenig verwittert sind; wir hegen daher keinen Zweifel, dass sie zur Würm-Eiszeit gehören und erachten dementsprechend auch das Aichfeld und den Murboden für ausgedehnte Niederterrassenfelder, die sich mit grosser Gleichförmigkeit ostwärts senken. Längs der Mur sind aus diesen grossen Schottermassen noch einzelne tiefere Terrassen herausgeschnitten worden, welche thalabwärts an Umfang zunehmen.

Aigner hält ganz ebenso wie Heritsch im Draugebiete diese tieferen Terrassen für die Niederterrasse, die breite Schotterfläche des Aichfeldes und Murbodens hingegen für Hochterrasse und stellt dementsprechend die Endmoräne von Judenburg (769 m) in die Riss-Eiszeit. Er stützt sich dabei darauf, dass sich die tieferen Terrassen durch jene Endmoräne hindurch bis zu tieferen Endmoränen bei St. Peter verfolgen lassen, die er der Würm-Eiszeit zuweist. Wir vermögen die niederen Endmoränen von St. Peter nicht vom Hauptendmoränenwall zu trennen: sie unterscheiden sich von ihm weder durch grössere Frische der Formen, noch durch geringeren Grad der Verwitterung. Wir haben es, wie so oft, mit einem Hauptwalde von Jung-Endmoränen und seinem Gefolge zu tun. Von ersterem gehen die eigentlichen Schotterfelder, von letzterem die Teilfelder aus. Die Moränen im Pölsthale sind nach Aigner noch älter als die Riss-Eiszeit. Er sieht, dass sich vom Aichfelde aus Schotter quer durch die Endmoränen hindurch fortsetzen; dies sei nur verständlich unter der Annahme, dass die Endmoränen älter als jene Schotter seien, die Aigner, wie wir eben sahen, der Riss-Eiszeit zuweist. Meines Erachtens sind die Schotter zwischen den beiden Endmoränen des Murgletschers im Pölsthal in ähnlicher Weise am schwindenden Eissaume abgelagert worden wie die Schotter des Jaunthales im Draugebiete und gehören gleich den Moränen zur Würm-Eiszeit. Dass die Schotterausfüllungen des Knittelfelder Beckens einen solchen Gefällsknick aufweisen, wie ihn ein Aufriss von Böhm v. Böhmersheim zur Darstellung bringt, trifft nicht zu. Der Gefällsknick in dem Aufrisse beruht darauf, dass Böhm v. Böhmersheim bei Konstruktion des Aufrisses auch einen im Thale gelegenen Punkt (688 m) verwendete und die Entfernungen nicht richtig auftrug.

Neben dem weiten Niederterrassenfelde des Beckens von Knittelfeld finden sich an mehreren Stellen höhere lehmbedeckte Schotterterrassen, die wir als Überreste einer Hochterrassenschotterausfüllung ansehen möchten. Moränen treten aber nicht mit ihnen in Verbindung; vergeblich haben wir nach solchen im Umkreise des Beckens gesucht.

Die Schotter des Aichfeldes für Hochterrassenschotter haltend, weist Aigner die erwähnten höheren Schotterterrassen dem Deckenschotter zu. Es handelt sich um folgende Vorkommnisse: 1. An der Südseite des Beckens erheben sich zwischen Weisskirchen und Gross-Lobming lehmbedeckte Schotterterrassen 30 m über das Niveau des Murbodens. Oestreich stellt sie zum jüngeren Tertiär, obwohl es sich um eine Wechsellagerung von losem Sand und Schottern handelt. Ich habe die Terrassen nicht besucht. Aber oberhalb von ihnen fand ich im Granitzenthale bei Eberdorf in ihrem Niveau über tertiärem Conglomerat mit gerieften Geröllen einen Ausbiss von lockerem Schotter vom Habitus der Gebilde des Eiszeitalters. 2. Nördlich Knittelfeld erheben sich nach Aigner über das Niveau des Aichfeldes zwei lehmbedeckte Schotterterrassen, die er nach seiner Auffassung dem jüngeren und älteren Deckenschotter zuweist. Ich habe auch dies Vorkommnis nicht besucht und muss unentschieden lassen, ob hier zwei verschiedene Aufschüttungsterrassen oder nur eine solche und eine Erosionsterrasse vorkommen. 3. Gegenüber St. Lorenzen erheben sich neben dem zur Niederterrasse gehörigen Schuttkegel des Feistritzgrabens beim Schamberger auf einem Felsskel stark verwitterte Gerölle des Feistritzbaches erheblich höher, nämlich 50 m über die Mur.

Neben den Schotterterrassen befinden sich am Nordsaume des Beckens von Knittelfeld zwischen Dietersdorf und Schönberg niedrige Hügel, die an Moränen mahnen könnten. Ich habe mich bei Dietersdorf vergewissert, dass es sich hier um die tertiäre Ausfüllung des Knittelfelder Beckens handelt und Aigner berichtet dasselbe aus der Gegend von Schönberg. Moränen habe ich auch auf der Süd-

seite des Beckens nicht gefunden, wo man am Granitzenbache eine Verbauung mit Moränen gewärtigen könnte. Der Hügel südlich von Weisskirchen, aus dem oben an einer Stelle ein einziger geglätteter Gneisblock herausragt, und von dem Aigner für möglich hält, dass er aus Moräne besteht, dürfte aus jungtertiärem Conglomerat zusammengesetzt sein, wie wir solches südlich von Weisskirchen bei Eberdorf fanden.

Auch am Gulsenberge, welcher sich am Ostende des Beckens von Knittelfeld im Murthale wie ein Inselberg erhebt, habe ich vergeblich nach glacialem Materiale gesucht. Die Murenge südlich von ihm trägt den Charakter eines epigenetischen Thales. Nördlich von ihm finden sich jungtertiäre Ablagerungen, die sich in das Becken von Sekkau hineinziehen.

Schotterterrassen im Längsthale der Mur.

Unterhalb des Knittelfelder Beckens sind die Schotterterrassen des Murthales wenig auffällig, selbst die Niederterrasse ist vielfach zerstückelt. Doch kann man sie unschwer über St. Michael und Leoben bis Bruck an der Mur verfolgen. Neben ihr kommen hier und da lehmbedeckte höhere Terrassen vor, wie z. B. bei Kraubath unterhalb der Gulsen-Enge und bei Ober-Aich. Bei Bruck an der Mur findet sich im Winkel zwischen Mur und Mürz eine ganze Folge verschiedener Terrassen, und zwar lassen sich insgesamt deren vier unterscheiden, die durch Verschiedenheiten ihres Materials wahrscheinlich machen, dass sie vier verschiedenen Aufschüttungen entsprechen.

Die Stadt Bruck an der Mur befindet sich auf einer Terrasse, die der Aufschüttung des Knittelfelder Beckens entspricht, und die wir auch nach ihrer Oberflächenbeschaffenheit nur als Niederterrasse und nicht mit Aigner als Hochterrasse bezeichnen können. Sie besteht aus zum Teil verfestigtem Gerölle, welches beim Rangierbahnhofs Bruck zahlreiche grosse Blöcke enthält; Lehmbedeckung fehlt. Diese Terrasse verfolgen wir nördlich Bruck durch die Neue Welt (504 m) bis in die Mündung des Tragösstales hinein. Hier wird sie, wie Aigner bereits bemerkt hat, von zwei Terrassen, die eine von 525 m, die zweite beim Pögelhofe von 550 m Höhe, überragt. Beide Terrassen sind mit Lehm bedeckt, der in Ziegeleien ausgebeutet wird. Die niedrigere der beiden besteht aus fester Kalknagelfluh, also aus dem Material des Tragösstales. Darüber breitet sich Geröll von morschem Silikatgestein, das wir aus dem Mürzthale herleiten; dann folgen 2-3 m Lehm. Am Abfalle der höheren der beiden Terrassen streicht hingegen grobe Kalknagelfluh aus. Die höchste Terrasse endlich wird von der feinkörnigen Nagelfluh des Greggerberges (ca. 600 m) gebildet, welche von Oestreich zum Jungtertiär gerechnet wird. Doch ist die Greggerberg-Nagelfluh eine typische löcherige Nagelfluh, während die benachbarte tertiäre Nagelfluh nördlich der Mündung des Tragösstales eine dichte Molassennagelfluh ist; die Schichten der letzteren sind gestört, während die des Greggerberges horizontal lagern. Das Material der Molassennagelfluh besteht lediglich aus krystallinischen Gesteinen, das der Greggerberg-Nagelfluh hingegen aus feinem Kalk- und Schiefergeröll. Wir zweifeln daher nicht, dass in letzterer eine älteste Aufschüttung des Eiszeitalters vorliegt. Wir haben es also bei Bruck mit vier Terrassen in rund 25, 45, 70 und 120 m Höhe über der Mürz zu tun. Inwiefern dieselben den Terrassen von 15, 60, 90 und 120 m Höhe entsprechen, die Böhm von Böhmersheim erwähnt, vermögen wir nicht mitzuteilen, da wir seit Publikation seiner Arbeit nicht Gelegenheit hatten, die Stelle wieder zu besuchen.

Die ansehnliche Niederterrasse der Neuen Welt können wir Mürz-aufwärts bis über Kapfenberg hinaus verfolgen. Dann setzt sie an der Weitung des Mürzthales bei St. Marein aus und erst im Quellgebiete der Mürz oberhalb Mürzzuschlag treffen wir abermals auf Schotterterrassen. Bei Kapfenberg setzt sich unsere Niederterrasse eine Strecke weit im Thörlgraben aufwärts fort und wird hier von einer lehmbedeckten Hochterrasse überragt. Das Material aller Terrassen des Mürzgebietes ist kalkalpines. Deutlich erkennen wir, dass seine Aufschüttung durch die alten Gletscher auf der Südseite der Hochschwabgruppe und im Bereiche der Schneeanpe und Raxalpe beeinflusst worden ist.

Thalformen des Murthales unterhalb des Knittelfelder Beckens.

Dass die Schotterterrassen im Murthale unterhalb Knittelfeld so wenig ansehnlich sind, bringen wir gleich Böhm von Böhmersheim mit der Tatsache in Verbindung, dass die Hauptmasse der Murthalschotter im Becken von Knittelfeld zur Ablagerung gekommen ist, welches, sechsmal so breit wie das unterhalb gelegene Thal, sechsmal so viel Schotter aufzunehmen vermochte. Infolgedessen ist das Murthal unterhalb des Beckens weit weniger als das benachbarte untere Drauthal und Ennsthal den mittelbaren Wirkungen der Eiszeit durch fluviatile Aufschüttungen ausgesetzt gewesen, und so bietet uns das Murthal vom Knittelfelder Becken an den Formenschatz eines Alpen-thales, das nur sehr unbedeutende Veränderungen durch die speziellen Wirkungen des Eiszeitalters erfahren hat.

Seine Längsthalstrecke weicht durchaus von der der grossen vergletschert gewesenen Längsthäler der Alpen ab. Eine mässige, durchschnittlich 1 km breite Thalsole setzt sich scharf ab von nicht allzu steilen Gehängen. Der Querschnitt hat ausgesprochen die Form \sphericalangle , nirgends \cup wie im Wallis, oder gar \smile wie im Pustertale. Folgt das Thal im grossen und ganzen der Nordostrichtung, so weicht es im einzelnen vielfach davon ab. Es verläuft durchweg geschlängelt. Hier und da weitet es sich etwas aus; mehrfach engt es sich, wie z. B. bei St. Michael, etwas ein. Die zahlreichen Nebenthäler münden gleichsohlig, in die grösseren führen von seiner Thalsole aus die Wege mit sanftem Anstiege hinein. Es fehlen die Serpentinaugen der Strassen, die z. B. in die Seitenthäler des Wallis führen. Es fehlen auch die Klammern und Wasserfälle, und wenn sich hier und da einmal ein Ansatz zu einer Stufenmündung zeigt, so ist es dort, wo der Fluss das eine Gehänge besonders angreift und unterschneidet, wie z. B. an der rechten Seite der Gulsen-Enge. Alle Stufenmündungen entbehren der Begleiterscheinungen der Stufenmündungen in übertieften Thälern, nämlich der vorgelagerten grossen Schuttkegel; solche fehlen ganz und gar. Es fehlen ferner die breiten Gesimse und Mittelgebirgsterrassen, die wir in den vergletschert gewesenen Längsthälern als Reste eines präglacialen Thalbodens zu deuten vermochten. Verschwommen nur hebt sich ein Niveau von etwa 900 m Höhe hervor. Bis zu dieser Höhe senken sich die Seitenkämme sanft herab, um dann jäh durch die Thalwandungen abgesehritten zu werden.

Thalformen im Längsthale der Mürz.

Nicht wesentlich anders gestaltet sich der östliche, von der Mürz durchflossene Abschnitt der grossen Längsthalflucht, nur dass wir es hier mit zwei Weitungen zu tun haben, bei Krieglach und bei St. Marein, getrennt durch die Enge von Wartberg. Beide Weitungen knüpfen sich an das Auftreten von jungtertiären Gesteinen, welche leicht ausgeräumt werden konnten. Mit ihrem Auftreten hängt wohl zusammen, dass sich im Bereiche der Weitungen die Gehänge mit sanftem Gefälle allmählich fast bis zur Thalsole herabziehen, während sie in den engeren Thalstrecken in ähnlicher Weise wie im Längsthale der Mur abgestutzt werden. Ansätze zu breiteren Terrassenflächen bei Krieglach knüpfen sich an das Auftreten nicht gänzlich ausgeräumter jungtertiärer Schichten, während die von Mürzzuschlag aus festem Felsen bestehen. Möglicherweise repräsentieren die letzteren, die sich bis zum Semmering hin fortsetzen, den Sockel gänzlich ausgeräumter Tertiärablagerungen; jedoch ist es zurzeit unmöglich, im Mürzthale wie auch im Murthale die Thalgeschichte bis in die Tertiärzeit hinein mit Sicherheit zu verfolgen; es spielt die Tertiärausfüllung ebenso wie im Klagenfurter Becken

in und neben dem heutigen Längsthale lediglich die Rolle von weicheren, leicht zerstörbaren Schichten, die unschwer ausgeräumt werden konnten.

Thalformen im Querthale der Mur.

Ebenso wie das Längsthal der Mur weicht auch das Querthal zwischen Bruck und Graz von den entsprechenden einst vergletscherten Alpenthälern weit ab. Die Gewundenheit fällt hier noch mehr auf als im Längsthale. Durchschnittlich kann man nur 3 km weit im Thale blicken, dann biegt es sich hinter einen Gehängevorsprung. Die längste Strecke, die man bei Pernegg überschauen kann, misst 7,5 km. Die geringen Sichtweiten sind aber nicht bloss Folgen der vielen Windungen, sondern auch solche der Enge des Thales: es hat durchschnittlich nur 0,5 km Breite. Alle die zahlreichen Seitengräben münden gleichsohlig, minimal ist die Schuttablagerung an ihren Mündungen, nirgends ein Wasserfall oder eine Klamm. Die alten Thalgesimse sind stark zerschnitten und nur durch Gehängeabstufungen, namentlich an weit vorspringenden Spornen zu erkennen. Nirgends bemerken wir eine Neubelebung der Erosion, die auf eine jugendliche Hebung schliessen lassen könnte. Das Thal ist bei recht ansehnlicher Tiefe (1000 m) gleich dem unvergletschert gewesenen Längsthale allenthalben im Zustande der Reife. Wie im Ennsgebiete haben wir es auch hier nirgends mit irgendwelchen Anzeichen jugendlicher Hebung der Alpen zu tun. Sehr spärlich sind die Formen fluvioglacialer Aufschüttung. Nur hier und da hat sich unterhalb Bruck ein Stück Schotterterrasse an einer Thalkonkaven erhalten, wie z. B. bei Frohnleiten, wo man drei übereinander gelegene Terrassen sieht. Erst wenn man sich Graz nähert, gewinnen die Schotterterrassen an Zusammenhang. Zwischen Deutsch-Feistritz und Stübing hebt sich eine deutliche Niederterrasse hervor, überragt von Resten einer höheren Terrasse. Bei Gratwein bildet die Niederterrasse das Strassengeler Feld, das sich in das breite Grazer Feld fortsetzt.

Grazer Feld.

Das Grazer Feld erfüllt eine grosse Thalweitung, die sich längs der Mur im Grazer Becken von Graz bis Wildon erstreckt. Beiderseits erhebt sich das Tertiärhügelland der Grazer Bucht mindestens 200 m hoch. Im Norden streben die Alpen empor. Buchtweise greift hier das Jungtertiär neben dem Murthale ein Stück weit in sie hinein und umgekehrt zieht sich ein Ausläufer der Alpen als Zug des Plawutsch (764 m) an der Westseite des Feldes eine Strecke weit in das steierische Hügelland hinein. Unverkennbar haben wir es hier an der Basis des Jungtertiärs mit einem reichgegliederten Gelände zu tun, und streckenweise folgt die Mur einem vormiocänen Thale. Das Ende der Grazer Weitung wird durch die Höhen von Wildon gebildet, die einen Sockel älteren Gesteins haben. Form und Erstreckung der Weitung erinnern einigermaßen an die Seen des bayerischen Alpenvorlandes, aber die geologischen Beziehungen sind ganz andere: Sind die bayerischen Seen eingesenkt zwischen Höhen, die aus Ablagerungen des Eiszeitalters bestehen, so sind letztere auf den Boden unserer Weitung beschränkt.

Das Grazer Feld am Boden der Grazer Thalweitung trägt durchaus das Gepräge eines typischen Niederterrassenfeldes. Es besteht aus lockeren groben Schottern, die ohne nennenswerte Lehmbedeckung zutage treten. Gegen die Mur, die vom Feld im Norden um 20, im Süden um 10 m überragt wird, fällt es mit einigen Absätzen ab, die wir als Erosionsterrassen deuten. Aber seine Schottermasse ist keine einheitliche: Die Kies-

gruben an der Köflacher Bahn bei Graz (südwestlich der Brauerei Steinfeld) liessen schon vor 10 Jahren und lassen noch heute eine scharfe Sonderung eines liegenden grauen und eines hangenden weissen Schotter erkennen; an der Grenze beider ist eine Bank des grauen zu lockerer Nagelfluh verkittet und diese ist unter dem oberen abgewaschen; der weisse Schotter führt auch Gerölle der Nagelfluh. Unterhalb Graz heben sich am langen Sporn des Kaiserwaldes, der sich zwischen Kainach und Mur erstreckt, ältere Schotter in Form einer etwa 20 m hohen Terrasse hervor. Sie tragen eine sehr mächtige Lehmbedeckung, die bei Premstetten in grossen Ziegeleien ausgebeutet wird. Sinkgruben führen durch den Lehm, dessen unterste eisenschüssige, Opok genannte Partie nicht benutzt wird, hindurch in gänzlich verwittertes Geröll, das in der Tiefe allmählich in frischen Murkies übergeht. An die breite Terrasse des Kaiserwaldes lehnt sich zwischen Windorf und Unterpremstetten eine um 10 m tiefere Terrasse, die gleichfalls von mächtigem Ziegellehm bedeckt wird. Unter diesem liegt abermals Schotter; letzterer aber ist erheblich weniger stark verwittert, als der des Kaiserwaldes. Hiernach haben wir es an den Flanken des Grazer Feldes mit zwei verschiedenen alten Schotterterrassen zu tun. Am Boden des Grazer Feldes aber treffen wir weiter nördlich abermals zwei verschiedene Schotter. Wir haben also, vorausgesetzt, dass sich nicht etwa der graue Schotter der Kiesgrube von Graz zur Terrasse von Unterpremstetten emporhebt, bei Graz vier verschiedenalterige Schotter, die wir auf Grund ihrer hervorragenden Ähnlichkeit mit den Schottern des nördlichen Alpenvorlandes als die fluvioglacialen Repräsentanten von vier verschiedenen Eiszeiten ansehen. Profil Fig. 135 bringt die gegenseitigen Verhältnisse dieser Schotter zur Darstellung.

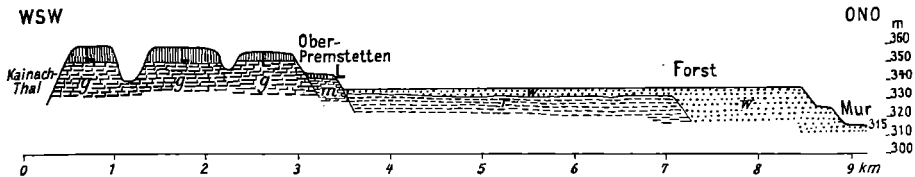


Fig. 135. Profil durch Kaiserwald und Grazer Feld südlich von Graz.

g älterer, *m* jüngerer Deckenschotter; *L* Lehm; *r* Hochterrassenschotter; *w* Niederterrassenschotter.

Hilber, dem wir eine eingehende Darstellung auch des Diluviums um Graz danken (Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt XLIII, 1893 S. 281), unterscheidet bei Graz fünf verschiedene Terrassen und ihm folgt Rudolf Hörnes in seinem Abschnitt im „Bau und Bild Österreichs“. Von diesen fünf Terrassen entsprechen die oberste der einen des Kaiserwaldes, die zweithöchste unserer Niederterrasse, die dritte und vierte Erosionsterrassen und die fünfte dem Murbette. Die Entstehung der Terrassen führt Hilber auf eine einzige Zuschüttung des Murthales infolge einer Thalsperre (Seefüllung) zurück, die dann in fünf verschiedenen Zeiten ausgeräumt wurde. Die horizontale Schichtung der Schotter widerspricht ihrer Entstehung als Seefüllung, der verschiedene Grad der Verwitterung und Verfestigung der Annahme, dass sie einer Aufschüttung entstammen.

Unterhalb der Enge von Wildon verzeichnet die österreichische Spezialkarte (Blatt Wildon 18 XIII) neben dem Leibnitzer Felde, das gleich dem Grazer Felde der Niederterrasse entspricht, am linken Murufer ausgedehnte höhere Terrassen, die sich über Radkersburg bis Ungarn hin fortsetzen und, wie es scheint, zwei verschiedenen Niveaus angehören. Sie dürften die Möglichkeit gewähren, die verschiedenen Aufschüttungszeiten des Eiszeitalters bis tief in das Pannonische Becken hinein zu verfolgen.

Interglaciale Ablagerungen.

Neben den Schotterterrassen gibt es noch einen Anhalt, auf eine Wiederholung der Vergletscherung im Murgebiete zu schliessen. Böhm von Böhmersheim berichtet, dass über dem von Rolle eingehender geschilderten Conglomerat von Oberwölz Moränen lagern und dass im Conglomerate selbst gekritzte Geschiebe vorkommen. Wir haben es daher wohl mit einem alten, zwischen zwei Vergletscherungen der Gegend entstandenen Schuttkegel zu tun, wie wir solchen so häufig schon begegneten. Ob er interglacial oder interstadial ist, vermögen wir allerdings aus den dürftigen Mitteilungen Böhm von Böhmersheims nicht zu entnehmen. Dass der Schutt tertiär ist, wie Oestreich angibt, halten wir für ausgeschlossen.

Rückzugsstadien.

Spärlich ist das, was wir über die Rückzugsstadien des Murgletschers zu berichten haben. Einen ausgesprochenen Halt desselben treffen wir erst im obersten Murthale zwischen St. Michael und Tamsweg. Hier quert ein Wall, auf dem das Dorf Unternberg (1025 m) liegt, das Thal und dieses besitzt oberhalb ganz und gar den Charakter eines glacialen Zungenbeckens. Am rechten Thalgehänge steigt ein einer Ufermoräne ähnlicher Wall allmählich bis zur Höhe des Pichelberges an, über welchen Pass wir in 1137 m Höhe aus dem Murthale ins Thomathal gelangen. In ganz ähnlicher Weise wird der gegenüberliegende Pass des Staigberges (1129 m) gegen das Taurachthal von Moränen gebildet. Mächtige Moränenmassen endlich verfolgten wir am Nordabfalle des Katschberges gegenüber St. Michael bis 300 m über Thal. Ein Murgletscher, welcher bis Unternberg reichte, setzt eine Höhe der Schneegrenze in 1800—1900 m voraus. Aigner hat Ablagerungen eines ähnlichen Stadiums auch im Taurachthal unterhalb Mauterndorf, sowie am Ausgange des Weissbriach-, Lignitz-, Göriach- und Lessachthales nachzuweisen versucht und die zugehörige Schneegrenze zu 1900 m angenommen.

Eiszeitliche Schneegrenze des Murgletschers.

Das Murgebiet bot während der Eiszeit das Bild einer aussergewöhnlich hoch angeschwollenen Eisansammlung, welche beim Verlassen des Doppelthales noch so hoch reichte, wie der Draugletscher vor Eintritt in das Klagenfurter Becken. Während aber der Draugletscher unterhalb der 1600 m-Linie seiner Oberfläche sich im Klagenfurter Becken weit ausbreitete, reichte der Murgletscher nur in schmalen Zungen aus dem Bereiche der grossen Eisansammlung heraus, deren mittlere Höhe nicht wesentlich geringer als 2000 m gewesen sein kann. Jene Zungen endeten in 700—1000 m Höhe und nehmen insgesamt nur $\frac{1}{5}$ der Gletscheroberfläche ein, während im Klagenfurter Becken die Zunge des Draugletschers fast $\frac{1}{3}$ von dessen Areal ausmachte. Unwahrscheinlich ist daher, dass die Grenze der Eisansammlungen und der kurzen Zungen mit der Schneegrenze des Murgletschers zusammenfiel. Dieselbe musste weiter oberhalb schon im Bereiche des Doppelthales zwischen Niederen Tauern und Gurkthaler Alpen die Gletscheroberfläche schneiden. Wir suchen sie in der Nähe der Isohypse von 1800 m, welche der mittleren Höhe der Gletscheroberfläche ungefähr entspricht.

Unser Wert für die Schneegrenze ist erheblich höher als der von Böhm von Böhmersheim gefundene: 1500—1600 m. Er ging bei dessen Bestimmung von der Erwägung aus, dass die Schneegrenze entschieden über der 1500 m-Isohypse gelegen gewesen sein müsse, die er als Grenze zwischen

der Eisansammlung und den Zungen annahm. Als oberen Wert für die Schneegrenze nahm er die Höhe (1600 m) der niedersten Kare im Murgebiete, ohne jedoch zu sagen, wo sich dieselben befinden. In der Peripherie des Murgletschers liegen sie sicher nicht.

Kleine Gletscher des Murgebietes. Stangalpe.

Der hohe Wert, den wir für die eiszeitliche Schneegrenze des gesamten Murgletschers erhielten, steht in gutem Einklang mit den einzelnen Schneegrenzhöhen, die wir in der Nähe seiner Zungen durch Einzelgletscher bestimmen können. Nur sehr kleine Gletscher entwickelten sich zwischen den beiden Ästen, die der Murgletscher über die Turracher Höhe und die Flattnitzhöhe ins Gurkgebiet hinüberschickte. Das Gebirge erhebt sich hier mehrfach über 2200 m; aber so weit unsere Kenntnis reicht, ist es nirgends zur Entwicklung von Thalglutschern gekommen. Vielmehr finden sich auf der Nordostseite der rundlichen Rücken nur kleine Kare in 1900 m Höhe. Danach müssen wir in diesem Alpentheil bei Nordost-Exposition auf eine Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze von mehr als 1900 m schliessen, was auf eine klimatische Schneegrenze in fast 2000 m Höhe hinweist.

An der Ostseite des Grossen Speikkofels (2262 m) befindet sich ein kleines Kar in 1913 m Höhe. Auf der Ostseite der Berethöhe (2377 m) liegt der Gurksee in einem Kar von 1900—2000 m Bodenhöhe. Zwischen Lattersteighöhe (2261 m) und Spielriegl (2167 m) öffnet sich das Kar des Schwansees (1900 m) gegen Osten, und am Ostende des Kaltenebenrückens (2124 m) liegt in 1870 m Höhe der Zelinsee am Boden eines Kars. Ich habe nur dieses letztere Kar besuchen können. An seinem Ausgang finden sich Rundbuckelformen und Moränen, welche auf einen kleinen, bis 1800 m Höhe herabreichenden Gletscher weisen. Dieser endete also noch 100 m höher, als die Eisoberfläche am benachbarten Flattnitzsattel lag. Herr Dr. Lehmann hat nach Niederschrift des Vorstehenden die Kare des obersten Gurkthales besucht und sich vergewissert, dass deren Gletscher bis zur Juri-Alm (1731 m) herabzogen, während das benachbarte Griffen-Thal in seiner ganzen Ausdehnung eisfrei war.

Der hohe Wert für die eiszeitliche Schneegrenze, den wir am Südsaume des Murgletschers nachgewiesen, harmoniert bestens mit dem, den wir früher für den ihm zugewandten Nordsaum des Draugletschers in derselben Gegend gefunden haben. Aussergewöhnlich hoch lag die eiszeitliche Schneegrenze im Bereiche des eisfreien Gebietes zwischen beiden Gletschern und zugleich war der Betrag der Depression derselben unter die heutige Schneegrenze ein aussergewöhnlich geringer. Allerdings reicht die Stangalpe heute nirgends über die Schneegrenze; aber am benachbarten Osteck der Hohen Tauern ermittelte Eduard Richter sie zu 2700 m. In unserem Gebiete selbst liegt nach Marek¹⁾ die Waldgrenze in etwa 1880 m Höhe. 700—850 m über der Waldgrenze verläuft aber in den Ostalpen die Schneegrenze, weswegen wir dieselbe über der Stangalpe etwa in 2730 m Höhe zu gewärtigen hätten. Danach war die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze in unserem Gebiete nur 830 m gegenüber 1200 m, wie wir sie sonst fanden. .

Im westlichen Teile der Stangalpe finden sich in der Umgebung des Königstuhls (2331 m) zahlreiche kleine Kare, deren Boden mit einem häufig von Moränen abgedämmten Bergsee in 2000—2100 m Höhe liegt. Sie befinden sich bereits in dem Gebiete, dessen Thäler von mächtigen zurückgestauten Eismassen erfüllt waren, und gehören daher zu einem Rückzugsstadium, dessen Schneegrenze wir auf rund 2100 m zu veranschlagen haben. Mutmasslich entsprechen sie dem Bühlstadium.

1) Waldgrenzstudien in den östlichen Alpen. Mitteilungen der k. k. geogr. Ges. Wien 1905. S. 403.

Seethaler Alpen und Gleinalpe.

Nicht unwesentlich tiefer als am Südsaume des Murgletschers lag die eiszeitliche Schneegrenze an dessen Ostsaum. Hier war der langgestreckte Zug der im Zirbitzkogel (2397 m) gipfelnden Seethaler Alpen der Schauplatz kleiner Gletscher, welche in den Ostabfall des gerundeten Bergzuges typische Kare hineingefressen haben. Am Boden der Kare liegen in 1900—2000 m Höhe Seen; Moränen aber erstrecken sich erheblich weiter abwärts. Böhm von Böhmersheim hat in dem nach Norden sich ziehenden Thale von Rothenturn bei der Bodenhütte Endmoränen in 1150 m Höhe gefunden und ich habe mich an Ort und Stelle überzeugt, dass dort in der That lose Schuttablagerungen vorliegen, die wohl nur durch einen Gletscher dahin gebracht worden sein können. Herr Dr. Otto Lehmann hat ferner meine Mutmassung bestätigen können, dass die Gletscher aus dem Winterleitsee- und Frauenlackenkare bis zur Schmelz (1500 m) herabreichten. Dagegen haben sich die Gletscher des Lavantseekares und des Wildseekares nicht vereinigt; ersterer reichte nach Dr. Lehmanns Beobachtungen bis etwas unter 1600 m herab. Darnach möchten wir die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze auf der Ostseite der Seethaler Alpen in etwa 1800 m ansetzen, während der von Böhm v. Böhmersheim mitgeteilte Wert von 1600—1700 m für die Nordexposition zutrifft. Auf der Westseite der Seethaler Alpen befindet sich nur ein typisches Kar, dessen Bodenfläche unter den Wänden des Kreiskogels (2307 m) sich in 1770 m Höhe erstreckt. Herr Dr. Lehmann fand hier Gletscherspuren bis 1750 m herab. Der entsprechende Gletscher verlangt eine Schneegrenze von 1900 m Höhe. Darnach können wir die klimatische Schneegrenze der Würm-Eiszeit im Bereiche der Seethaler Alpen zu 1800 m veranschlagen. Dass die kleinen Seen mit ihren Moränenwällen in den östlichen Karen von einem späteren Gletscherstadium mit einer Schneegrenze von 1950—2000 m zeugen, hat bereits Böhm von Böhmersheim ausgesprochen.

Östlich vom Zuge der Seethaler Alpen finden sich Kare am Ostabfalle des Grössenbergs (2160 m) und des Amering-Kogels (2184 m) auf dem Rücken der Gleinalpe, aus denen Richter auf eine glaciale Schneegrenze von 1700 m schloss; eine auf der Spezialkarte (17 XI) verzeichnete Terrasse an der linken Seite des aus dem Kare kommenden Thales möchte anregen, schon in 1200 m Höhe Moränen zu suchen. Weiter hat Richter auf der Nordseite des Speikkogels (1989 m) Spuren eines Kares in der oberen Verästelung des Lobmingthales gefunden und daraus auch hier auf eine Schneegrenze in 1700 m Höhe geschlossen.

Ostende der Niederen Tauern und Eisenerzer Alpen.

Nur unwesentlich höher als die Seethaler Alpen, hat das im Bösenstein (2449 m) gipfelnde Ostende der Niederen Tauern doch erheblich grössere Gletscher besessen. Zwar hat das lange Pölsthal keinen so langen Gletscher gehabt, wie Richter angibt, welcher die Endmoränen des in das Pölsthal eingedrungenen Murgletschers für die des Pölgletschers angesehen hat; bis St. Johann am Tauern herauf ist das Thal eisfrei gewesen. Aber dann begegnen wir den Enden von Gletschern, die von Osten und Westen her ins Thal herabreichten. Zunächst stossen wir auf die Endmoräne des Leitschachgletschers an der linken Thalfanke, dann auf die ausgedehnte Moränenlandschaft, welche der Gletscher des oberen Pölstales vor dem Anstieg zum Rottenmanner Tauern breitete, wodurch er hier eine Verschiebung der Wasserscheide verursachte und die nördlichsten Zuflüsse der Pöls nach Norden drängte. Endlich begegnen wir den grossen Endmoränen des Bösensteingletschers, welcher jedoch nur mit einem Seitenaste ins Tauernthal herabreichte und sich der Hauptsache nach gegen Trieben gezogen haben

dürfte, wo er wahrscheinlich den im Paltenthale aufwärts gedrunghenen Ast des Ennsgletschers gerade noch erreichte. Auch die östlich vom Pölsthal befindlichen, nach Süden gerichteten Thäler haben kleine Gletscher besessen, so nach Richter der Gaalgraben, so wahrscheinlich auch das Ingeringthal, nach Aigner ferner der Feistritzgraben. Auf der Nordseite hatte das Triebenthal seinen eigenen Gletscher; wir können aber ebensowenig wie Richter sagen, ob er den Paltenarm des Ennsgletschers erreichte; beim Steinbrucker sahen wir Anzeichen von Endmoränen. Dagegen ist im Liesinggraben kein Gletscher bis in die breitere Thalstrecke unterhalb des Schoberpasses gelangt. Letztere ist eisfrei geblieben und diente den Wässern des im Paltenthale endenden Armes des Ennsgletschers als Abflussstrasse.

Die gesamten Thalglletscher der östlichen Niederen Tauern sind durchweg klein. Ihre Umrahmung bewegt sich zwischen 2100—2300 m, also in den Höhen, welche im Bereiche der Gurkthaler Alpen gerade noch kleine Kargletscher hatten. Hier aber finden wir Thalglletscher von durchschnittlich 10 km Länge, deren Enden 1000—1200 m hoch liegen. Wir müssen daraus auf eine eiszeitliche Schneegrenze von 1650 m für die nördlichen, von 1700 m für die südlichen Gletscher folgern. Mit dem ersteren Werte stimmt befriedigend die Beobachtung von Böhm von Böhmersheim, dass nördlich des Schoberpasses zwischen dem Liesing- und Paltenthale am Zeyritzkampfl Spuren kleiner Gletscher auftreten; diese weisen auf eine Schneegrenze in 1600 m Höhe. Auch von hier ist kein Gletscher ins Liesingthal herunter gestiegen.

In folgendem stellen wir die Längen der kleinen Gletscher am Ostende der Niederen Tauern zusammen:

| Gletscher | Länge | Umrahmung | Ende | Schneegrenze |
|------------|-------|-----------|-----------|--------------|
| Bösenstein | 5 km | 2300 m | 1200 m(?) | 1600—1700 m |
| Pöls | 9 „ | 2150 „ | 1200 „ | 1600 m |
| Leitschach | 7 „ | 2200 „ | 1100 „ | |
| Gaal | 13 „ | 2250 „ | 1100 „ | 1700 m |
| Ingering | 13 „ | 2200 „ | 1100 „(?) | |
| Feistritz | 5 „ | 2100 „ | 1200 „ | |
| Trieben | 12 „ | 2100 „ | 1000 „(?) | |

Neben dem Zeyritzkampel hat in den Eisenerzer Alpen zweifellos auch der Reiting (2215 m) eigene Gletscher besessen, doch sind wir über deren Ausdehnung nicht unterrichtet. Am Südabfalle des Berges findet sich eine ausgedehnte Breccienablagerung, welche Oestreich für tertiär, Aigner wohl mit Recht für quartär erachtet.

Hochschwabgruppe.

Die Hochschwabgruppe, an deren Nordabfalle wir die ausgedehnte Vergletscherung im Thale der Steierischen Salza (vergl. S. 242) festgestellt haben, hat auch nach Süden ziemlich bedeutende Gletscher entsandt, die sich über die Fussregion des Kalkstockes hinaus bis zu 700 m Meereshöhe herab erstreckten, sohin die Längsthalfurche des Mur- und Mürzthales nicht erreichten. Diese immerhin recht ansehnlichen 5—7 km langen Zungen erscheinen als Ausläufer einer Plateauvergletscherung, die sich an Höhen von 2000 bis 2278 m (Hochschwab) lehnte. Wir schliessen aus ihnen auf eine Schneegrenze von 1400—1500 m, also auf eine etwas höhere Lage als Böhm von Böhmersheim (1300—1400 m).

Die Endmoränen dieser Gletscher im Tragössthale bei Unterort (750 m), im Fölzer Graben oberhalb der Fölzklamm (850 m), im Feistringgraben unterhalb der Baumeralp (1020 m), im See-

graben beim Seebauern (800 m) hat Böhm von Böhmersheim beschrieben. Im Vordernberger Graben hat letzterer keine Endmoräne gefunden. Wir stellten am Bahnhofe Vordernberg zwischen den von ihm beobachteten Schottern und der hangenden Breccie Grundmoräne fest und zweifeln nicht, dass in der Nähe das Gletscherende lag. Weiter abwärts haben wir westlich Trofajach Niederterrassen, östlich Trofajach bei Mell lehmbefleckte Hochterrassen beobachtet. Aigner hat diese Vorkommnisse bereits erwähnt. Auch an postglacialen Stadien ist in der Hochschwabgruppe kein Mangel. Böhm von Böhmersheim erwähnt ein solches aus dem Fölzer Graben und schliesst daraus auf eine Schneegrenze in 1650 m bei Südexposition. Ein Gletscherchen das vom Reichenstein (2166 m) gegen den Prebühel herabstieg und südlich Waidau in 1100 m Höhe seine auch von Böhm von Böhmersheim erwähnte Endmoräne hinterliess, deutet auf eine Schneegrenze in 1500 m bei Nordexposition.

Semmering-Gebiet.

Kleine Gletscher fanden sich auch auf den Bergen in der Umrahmung des oberen Mürzthales, so namentlich im Semmering-Gebiete. Hier steigen sie nach Böhm von Böhmersheim vom Stuhleck (1783 m) im Norden bis zum Kaltenbacher (1175 m), im Süden im Kleinen Pfaffengraben bis 1000 m herab. Daraus schliesst Böhm von Böhmersheim hier auf eine Schneegrenze in 1300—1350 m, während er sie am benachbarten Wechsel, wo sich an der Ostseite des Umschussrigl (1713 m) ein Kar in 1490 m Höhe befindet, in 1500 m Höhe ansetzt. Unsere eigenen Beobachtungen in den Gräben südlich Steinhaus sprechen zugunsten einer Schneegrenzhöhe von mindestens 1500 m im Semmering-Gebiete.

Quellgebiet der Mürz und Wiener Schneeberg.

Auf der Nordseite des Längsthals der Mürz sind Gletscherspuren aus dem Gebiete der Veitschalpe (1982 m) bisher noch nicht bekannt geworden. Dagegen hat Böhm von Böhmersheim auf dem Plateau der Schneecalpe (1904 m) Spuren einer ausgedehnten Plateauvergletscherung angetroffen. Das grosse Nassköhr, das von Höhen von 1500 m umrahmt wird und sich auf 1260 m herabsenkt, ist ganz von Eis erfüllt gewesen, das Ausläufer in die benachbarten Thäler sandte. Doch wurden hier unter 1200 m Höhe nirgends Gletscherspuren beobachtet. Wir müssen hier auf eine Höhe der Schneegrenze von wenig über 1300 m schliessen.

Das an das Mürzgebiet angrenzende Bergpaar Raxalpe (2009 m) und Wiener Schneeberg (2075 m) hat während der Eiszeit ziemlich ansehnliche Gletscher besessen. Auf der Raxalpe hinterliess in der Furche zwischen Scheibwaldhöhe (1944 m) und Jakobskogel (1783 m) ein Gletscher deutliche Ufermoränen, zwischen denen sich unter den Lechner-Mauern ein Endmoränenwall in 1450 m Höhe einschaltet; die Ufermoränen ziehen sich aber teilweise noch durch das Gaisloch abwärts bis zum Absturze (1345 m) gegen das Grosse Höllenthal. Wir haben es hier mit den Spuren eines Gletschers zu tun, der sich auf das Raxplateau beschränkte und hier eine Schneegrenzhöhe von 1500—1600 m verlangt. Er gehört jedoch nicht der Würm-Eiszeit, sondern einem späteren Stadium an; denn das Grosse Höllenthal in der Fortsetzung des Gaisloches erscheint als ein typischer Trog, an dessen Mündung ins Höllenthal wir in 580 m Höhe einzelne gekritzte Geschiebe fanden. Sie vergewissern uns, dass Eis bis hierher herab gereicht hat; aber Endmoränen sind nicht sichtbar. Am Ausgange des Troges erstrecken sich mächtige Schutthalden. Ein ähnlich grosser Gletscher lehnte sich an die Ostwände des Wiener Schneeberges und reichte hier bis zum Schwabenhofe beim Schneebergdörfel oberhalb Puchberg d. h. bis 800 m herab. Er hinterliess grossartige Moränenwälle, welche

das Gebiet seiner Zunge scharf hervortreten lassen. Sie reichen bis 1200 m Höhe herauf: nur wenig höher kann die Schneegrenze gelegen haben. Wir setzen sie ebenso wie für den Grossen Höllenthalgletscher der Raxalpe in 1250 m Höhe an.

Weitere Gletscherspuren sind uns im Schneeberg-Raxgebiete nicht bekannt geworden. Die Gehängeformen südlich vom Predigstuhle an der Raxalpe, dort, wo sich der Weg zum Plateau heraufschlingelt, und die des oberen Bockgrabens beim Klosterwappen am Schneeberge lassen jedoch natmassen, dass sich hier einst kleine Gehängegletscher bei Süd-Exposition fanden. Wie im Mürzthale weit unterhalb der Gletscher des Hochschwab und des Schneepalpengebietes Schotterterrassen einsetzen, so begegnen wir solchen auch im Steinfeld an der Schwarzau, nachdem sie das Höllenthal zwischen Schneeberg und Rax verlassen hat. Zwischen Ternitz und Neunkirchen sind diese Schotter zu Nagelfluh verkittet; aber es gelang uns hier nicht, die Spuren zweier verschiedener Aufschüttungen scharf von einander zu trennen.

Weit ab, schon in der Nachbarschaft der Donau bei Pressburg, liegt die durch F. Toula (Das Nashorn von Hundsheim. Abhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt XIX, Heft 1, Wien 1902) bekannt gewordene Fundstelle von *Rhinoceros Hundsheimensis*, deren Fauna einen interglacialen Charakter besitzt, wie kürzlich W. Freudenberg dartat (Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt Wien LVIII, 1908, S. 197, besonders 221). Wir sind nicht in der Lage, diese wichtige Ablagerung in unsere Chronologie des Eiszeitalters einzuordnen. Weit ausserhalb des Gebietes der alten Gletscher befindet sich auch die Bärenhöhle von Arnstein im Helenenthal bei Baden, welche Gustav Adolf Koch ausbeutete (Annalen des naturhist. Hofmuseums IV. Wien 1890. S. 105 der Notizen). Dagegen liegt die Fundstelle der Knochen von *Rhinoceros tichorhinus*, die Felix Karrer (Geol. Studien in den tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt Wien XLV, 1895, S. 76) vom Wasseralpengraben bei Nasswald am Nordwestfuss der Raxalpe in 780 m Höhe bekannt gemacht hat, hart an der Grenze des Gletschergebietes.

Angebliche Gletscherspuren im Wiener Becken.

So auffällig die erwähnten Gletscherspuren des vielbesuchten Schneeberg-Raxgebietes sind, so sind sie bisher doch noch nicht beschrieben worden. Dagegen sind vielfach andere Vorkommnisse im Bereich des Wiener Beckens als Glacialgebilde gedeutet worden, die es nicht sind. Rudolf Hörnes hat die einschlägigen älteren Mitteilungen im „Bau und Bild Österreichs“ (Wien 1902, S. 1038) zusammengestellt. Es könnten aber doch nur zwei ernstlich als glaciale in Betracht gezogen werden. A. von Morlot berichtete 1851 „Über erratisches Diluvium bei Pitten“ (Haidingers naturwissenschaftliche Abhandlungen IV S. 1) und bildete ein eigentümlich geschrammtes Geschiebe ab, von welchem Cotta in seinem Kapitel über Bruchstücke und Geschiebe (Geologische Fragen, 1858, S. 185) eine zutreffende Charakteristik entworfen hat. Ähnliche Geschiebe fand Suess (Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Kommission. Wien 1864, S. 53) bei Würflach. Bittner (Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Nieder-Österreich. Wien 1882, S. 97) hat dieses Vorkommnis später gleichfalls als Moräne gedeutet. In beiden Fällen handelt es sich um Blöcke, die aus tertiären Conglomeraten ausgewittert sind und jene charakteristische Riefung tragen, die man gar nicht selten an den Geschieben der subalpinen Molasse findet. Ein ganz ähnliches Vorkommnis hat F. v. Hauer aus der Gegend von Schleinz (Verwerfungen an Geschieben aus der Umgebung von Schleinz und Pitten am Nordwestfusse des Rosaliengebirges. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1879 S. 145), ein weiteres habe ich von der Waldmühle bei Kaltenleutgeben geschildert (Die Eiszeiten Australiens. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde, Berlin XXXV, 1902 S. 230; vergl. S. 268). Es handelt sich hier um Erscheinungen, die ich im Einklange mit F. v. Hauer und J. Früh auf ein Zusammensitzen der Ablagerung zurückführe. Auch auf dem Sporne zwischen Schwarzau und Pittenthal westlich Neukirchen finden sich ähnliche geriefte Geschiebe. Dass die eigentümlichen Störungen an den tertiären Bildungen des Wiener Beckens auf eine Bewegung loser Massen zurückzuführen sind und nichts mit glacialen Wirkungen zu tun haben, hat Theodor Fuchs gezeigt (Jahrbuch k. k. Geol. Reichsanstalt XXII, 1872, S. 309).

Angebliche Gletscherspuren in der Grazer Bucht.

In der Grazer Bucht hat Hilber gewisse Blockablagerungen auf glacialen Transport zurückgeführt und daraus auf eine ansehnliche frühere Gletscherausdehnung geschlossen. Die einschlägige Literatur hat er in einem Exkursionsführer des Wiener Internationalen Geologen-Kongresses

(Teller, Führer für die Exkursionen in Österreich. 1903 V) zusammengestellt. Die in seiner Abhandlung „Die Wanderblöcke der Koralpengletscher auf der Steirischen Seite“ (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt Wien XXIX, 1879, S. 537) beschriebenen Vorkommnisse zwischen Ehrenhausen und Arnfels, sowie in der Umgebung des Radlberges habe ich bereits 1898, gefördert durch nähere Hinweise Hilbers auf die wichtigsten Stellen, besucht und mich vergewissert, dass hier überall die Blöcke aus tertiären Schotter- und Konglomeratlagen ausgewittert sind, die mit pflanzenführenden Schichten wechsellagern. Zu gleichem Ergebnisse ist seither J. Dreger gekommen (Vorlage des Blattes Marburg in Steiermark. Fragliche Gletscherspuren. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1903 S. 124). Auch die Blöcke von St. Stefan nördlich von Graz, die Hilber gleichfalls auf glacialen Transport zurückführte (Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt XLIII, 1893, S. 281) sind aus tertiärem Conglomerate ausgewittert, wie bereits Dreger angibt und ich gemeinsam mit Eduard Richter 1888 feststellte. Es handelt sich in Steiermark um ähnliche Dinge, wie bei der Superga unweit Turin, wo auch Blöcke aus miocänen Ablagerungen auswittern und den Gedanken eines glacialen Transportes erwecken. Wir können in der Grazer Bucht ganz ebenso wie im Wiener Becken sicher nicht von Gletschern des Eiszeitalters sprechen, die von den umgebenden Höhen herabgestiegen seien. Wollte man aber angesichts des Ursprungs der Blöcke aus den miocänen Ablagerungen auf eine miocäne Eiszeit schliessen, so müsste man ausser den Blöcken auch noch Moränen nachzuweisen imstande sein; denn das Auftreten von grossen Blöcken genügt an sich allein noch nicht, um auf eine Eiszeit zu schliessen.

Jüngst ist Dreger (Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1907 S. 87) zur Anschauung gekommen, dass die grossen Blöcke der Grazer Bucht ihre erste Lagerstätte im Grödener Sandstein und Verrucano gehabt hätten und dann ins Miocän und schliesslich auf die heutige Landoberfläche geraten seien. Er ist geneigt, sie als Spuren einer permischen Eiszeit zu betrachten. Von einer solchen aber kennen wir in den Alpen sonst keine Reste; namentlich fehlen Ablagerungen, die mit dem Tillit Südafrikas verglichen werden könnten. Unseres Erachtens stehen die grossen Blöcke in den Miocänbildungen sowohl der Grazer Bucht als auch des Knittelfelder Beckens mit der in der Miocän-Epoche erfolgten Erhebung einzelner Alpentheile im Zusammenhang, durch welche ein grosser Schutttransport eingeleitet wurde.

Die eiszeitliche Schneegrenze im Murgebiet und in dessen Umgebung.

In folgender Tabelle stellen wir die Höhen der eiszeitlichen Schneegrenze, die wir im Murgebiete gefunden, übersichtlich zusammen:

| Schneegrenze | Gurktalher Alpen | Seethaler Alpen | Niedere Tauern Lungau | Rottenmann | Hoch- schwab | Schnee- berg-Rax | Semmering- gebiet |
|--------------|---------------------|--------------------|--------------------------|-------------|-----------------|---------------------|----------------------|
| Würm-Eiszeit | 1900 m | 1800 m | — | 1600—1700 m | 1400 m | 1250 m | 1500 m |
| Bühlstadium | 2000—2100 m | 1950—2000 m | 1900 m | — | 1500—1650 m | 1500 m | — |

Wir erkennen ein deutliches Sinken der eiszeitlichen Schneegrenze in der Richtung von Südwesten nach Nordosten von 1900 m auf 1250 m herab. Zugleich zeigt sich, dass die Nordostseite der Gehänge diejenige ist, welche die Kare bevorzugen. Längs des Drauthales nun lag auf der Koralpe am Saume der Alpen die Schneegrenze nur unwesentlich tiefer als im oberen Gurkgebiete. Dagegen finden wir nördlich vom Murgebiete im Bereiche des Ennstales erheblich tiefere Lagen derselben. Unter solchen Umständen erscheint uns das nordöstliche Sinken der eiszeitlichen Schneegrenze im Murthalgebiete vornehmlich verursacht durch das Nordwärtssinken der Schneegrenze vom Innern der Alpen gegen den Alpenrand. Diesem Nordwärtssinken steht nur ein geringfügiges Sinken gegen den kontinentalen Osten zur Seite.

In einem Abstände von meist 200—250 m unter der eiszeitlichen Schneegrenze treffen wir wiederholt die Schneegrenze eines Rückzugsstadiums, das wir bereits als Bühlstadium bezeichnet haben. Im Lungau fanden wir dessen Schneegrenze genau in

der Höhe der Schneegrenze der Würm-Eiszeit des gesamten Murgletschers, was auf den ersten Blick überraschen kann, was aber an Auffälligkeit verliert, wenn wir sehen, wie verschieden sich die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in den einzelnen Teilen des Murgebietes verhält. Falls im Lungau die Schneegrenze in der Würm-Eiszeit dieselbe Höhe hatte, wie am Ostende der Niederen Tauern, so lag sie 200—300 m unter der dort bestimmten Schneegrenze des Bühlstadiums, also im normalen Abstände von dieser. So ist es allenthalben im Bereiche des Murgletschers. Eine Ausnahme bilden jedoch die Gurkthaler Alpen: Hier ist der Abstand der Schneegrenze des Bühlstadiums von der der Würm-Eiszeit nur 100—200 m, bezeichnenderweise also ebenso wie sonst ein Viertel von der Depression der eiszeitlichen Schneegrenze unter die heutige; denn die Depression betrug hier nicht 1200, sondern nur rund 800 m.

Schluss.

Von Albrecht Penck.

Die Schilderung, die wir von den eiszeitlichen Gletschergebieten der Alpen gegeben haben, hat uns wiederholt Veranlassung geboten, Schlussfolgerungen allgemeinerer Natur zu ziehen. Es erübrigt nunmehr, diese in den einzelnen Gebieten gewonnenen Ergebnisse knapp zu einem Gesamtbilde zu vereinigen und die Folgerungen auf die Physiographie der eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen, namentlich auf das eiszeitliche Klima, sowie auf die Chronologie des Eiszeitalters zu ziehen. Auf die Umgestaltung der Alpen durch die Wirkungen der Eiszeit hier neuerlich einzugehen, ist in Anbetracht unserer ausführlichen einschlägigen Erörterungen in den einzelnen Abschnitten des Werkes nicht nötig.

Wir verweisen auf unsere Ausführungen über Thalübertiefung und Seebildung, nämlich über das Verhältnis der Thalübertiefung zur Vergletscherung (S. 147), über die Regeln der Übertiefung (S. 299), über die Zungenbecken des Linth- und Reussgletschers, sowie die Entstehung des Zürichsees (S. 515) und des Vierwaldstätter Sees (S. 533), über die geomorphologischen Ergebnisse im Schweizer Mittelland (S. 589), sowie über die Übertiefung der Thäler der Schweizer Alpen (S. 608), des französischen Rhonegebietes (S. 682) und des Etschthales (S. 890), über Riegel- und Beckenbildung in den Alpenthälern (S. 618), über Seegabelung und Einfächerung (S. 809), sowie über Diffuenz- und Transfluenzstufen (S. 811) und Beckenmündungen (S. 896), über die Entstehung des Gardasees (S. 906) und die der insubrischen Seen (S. 799, 801 u. 804). Ferner verweisen wir auf die Ausführungen über die Verschiedenheiten unvergletschert und vergletschert gewesener Thäler im Napfgebiete (S. 599) und im Murgebiete (S. 1129). Einwände gegen andere Theorien der Übertiefung erhoben wir mehrfach, so gegen H. Hess (S. 617 u. 837), gegen Kilian (S. 729) und Brunhes (S. 924). Die an der oberen Gletschergrenze auftretenden Erscheinungen der Schliftgrenze und die Karbildung haben wir S. 262—266 eingehender besprochen und den teilweisen Karmangel in den Schweizer Alpen S. 607 erklärt. Dass die Übertiefung nicht mit einem Rücksinken der Alpen in Beziehung gebracht werden kann, haben wir S. 433 erwähnt und für die Schweiz (S. 616), für die französischen Alpen (S. 743) sowie für nahezu den gesamten Abfall der Alpen gegen die Poebene eine jugendliche Hebung des Gebirges nachgewiesen (S. 771, 801, 844, 908, 993, 1049), welche postpliocänen Alters ist und während des Eiszeitalters anhielt. Beweise für anderweitige Schichtstörungen während des Eiszeitalters fanden wir in den Schotterfeldern Schwabens (S. 51) und des Rheingebietes (S. 401, 405, 458), Anzeichen von solchen in Kärnten (S. 1106). Für die Verschüttung von Alpenthälern durch glaciale Anhäufung hat uns das Dracthal (S. 696) ein vorzügliches Beispiel geboten, für die Verschiebung alpiner Flussläufe durch die Vergletscherung das Klagenfurter Becken (S. 1075, 1088, 1092). Eingehend haben wir die morphologischen Folgen fluvioglacialer Aufschüttungen besprochen (S. 113) und dargetan, dass diese Aufschüttungen unabhängig von der Verschiebung der Erosionsbasis sind (S. 120 und S. 463). Mit der Thalverbauung machte uns die Umgebung des Tegnensees bekannt (S. 171); sie ist uns dann noch sehr häufig entgegengetreten. Die Innthalterrasse führten wir auf eine grossartige Verbauung zurück (S. 333). Wie es zur Bildung subglacialer Accumulation kommen konnte, ist S. 951 angedeutet und S. 952 haben wir auf das Nebeneinandervorkommen von subglacialer Erosion und Accumulation hingewiesen.

I. Physiogeographie der eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen.

Die eiszeitliche Gletscherentwicklung. Verhältnis der eiszeitlichen zur heutigen Vergletscherung und seine klimatologische Bedeutung. Die eiszeitliche Schneegrenze und ihre Beziehung zur heutigen Niederschlagsverteilung. Parallelismus der eiszeitlichen und der heutigen Schneegrenze. Ursachen der Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze. Die Eiszeit unmöglich durch Niederschlagsänderungen zu erklären. Die Eiszeit als Periode der Temperaturerniedrigung. Charakter der eiszeitlichen Fauna und Flora auf der Nordseite der Alpen. Abstand zwischen Schneegrenze und Baumgrenze während der Eiszeit. Aussehen der verschiedenen Seiten der Alpen zur Eiszeit. Verlauf der Schneegrenze auf der Gletscheroberfläche. Verhältnis von Schmelz- und Nährgebiet. Geschwindigkeit der eiszeitlichen Eisbewegung.

Die eiszeitliche Gletscherentwicklung.

Die Spuren des Eiszeitalters treten uns in den Alpen mit verschiedener Deutlichkeit entgegen. Stark verwischt sind die Werke älterer Eiszeiten; dagegen sind die der letzten Vergletscherung so scharf und klar zu erkennen, dass es möglich wird nach ihnen ein Bild der eiszeitlichen Gletscherentwicklung des gesamten Gebirges zu zeichnen, das in vollem Umfange natürlich nur für die Würm-Eiszeit gilt, das aber mit gewissen, meist leichten Veränderungen auch für die älteren Eiszeiten zutreffen dürfte.

Die Alpen sahen während der Eiszeit wesentlich anders aus als das heutige Grönland. Sie trugen kein Inlandeis. Es gab im Innern des Gebirges kein zusammenhängendes Firnfeld; die einzelnen Gletscher waren vielmehr ähnlich den heutigen weithin durch Firngrate von einander getrennt, welche nicht mit den Nunatakern Grönlands verglichen werden dürfen. Aber die Trennung der einzelnen Eisströme war keine vollständige; sie traten vielfach miteinander in Berührung und die Eisteilchen wanderten häufig über heutige Wasserscheiden hinweg. Am ausgedehntesten geschah dies in der Mitte der Nordseite des Gebirges. In den Schweizer Alpen, vor allem aber in den nordtiroler-oberbayerischen Alpen kam es zur Entwicklung eines Eisstromnetzes (vergl. S. 282), an das sich eine ausgedehnte Vorlandvergletscherung entsprechend der Piedmontvergletscherung der Amerikaner, anschloss. An dieses Gebiet maximaler Vergletscherung grenzten im Osten und Südwesten einzelne strenger von einander geschiedene Eisströme, die schliesslich nicht mehr den Fuss der Alpen erreichten, sondern im Innern des Gebirges endeten. Verhältnismässig gering war der Zusammenhang der südlichen Gletscher, welche sich zur Poebene erstreckten; doch kam es im insubrischen Gebiete zum Ansatz einer Vorlandvergletscherung; sonst stiessen die Gletscher isoliert ihre Zungen in die Ebene vor oder endeten noch im Gebirge. Deutlich hebt sich so das Mittelstück der Alpen zwischen der Schweiz, den oberitalienischen Seen und Oberbayern als ein Gebiet maximaler Vergletscherung hervor; hier ist das Eisstromnetz am dichtesten; nach Osten und Südwesten wird es weitmaschiger und schliesslich zerfällt es an den beiden Enden des Gebirges in Einzelgletscher.

In jenem stärkst vergletscherten Teile der Alpen hingen die Gletscher der Nord- und Südseite miteinander zusammen, aber die Eisscheide fiel nirgends mit der Wasserscheide zusammen, sondern lag allenthalben nördlich derselben. Über den Simplon (S. 606), über den St. Gotthard (S. 780), über den Maloja (S. 276, 823), über das Reschenscheideck (S. 275) und den Brenner samt dem Pfitscher Jöchl (S. 277) floss Eis nach Süden. Dabei lag der Eisscheitel nirgends beträchtlich höher als 2500 m.

Sanft senkte sich von ihm aus die Gletscheroberfläche nach Norden und Süden und erst gegen ihren Saum hin nahm sie steileres Gefälle an. Das Eisstromnetz zeigte daher eine ähnliche Gefällsentwicklung wie das grönländische Inlandeis: Es bildete einen in der Mitte flach gewölbten, am Rande stark abgeboogenen Schild. Aber aus diesem Schilde ragten noch die Firnkämme empor, in Nordtirol und Oberbayern um 1000 bis 1500 m, in der Schweiz stellenweise um 2000, ja um 2500 m, und von diesen Firnkämmen senkten sich gewöhnlich mit äusserst steilem, manchmal aber auch nur mit sanftem Gefälle einzelne Gletscher zum Eisstromnetze herab. Ähnlich war auch das Bild im Bereiche der grossen Einzelgletscher. Auch hier sondern sich die Zuflüsse der Firnkämme von der anfänglich sanften, erst gegen das Ende hin steileren Oberfläche des Thalgletschers. Nur die kleinen Gletscher, welche die im Gebirge liegenden Zungen der grossen umrahmten, ohne dieselben zu erreichen, waren durchweg steil geneigt.

Verhältnis der eiszeitlichen zur heutigen Vergletscherung und seine klimatologische Bedeutung.

Dort, wo sich im Gebiet der eiszeitlichen Vergletscherung noch gegenwärtig Gletscher erstrecken, treten letztere verhältnismässig selten aus dem Bereiche der eiszeitlichen Firnkämme in das der eiszeitlichen Thalgletscher heraus. Wo aber dieses geschieht, erkennt man deutlich, dass sich die durch die Schriffgrenze angezeigte Oberfläche der eiszeitlichen Thalgletscher mit der Oberfläche der heutigen Gletscher unterhalb der gegenwärtigen Firngrenze trifft. Die eiszeitlichen Gletscher stellen Anschwellungen der Zungen, nicht aber zugleich auch Anschwellungen der Firnfelder der heutigen Gletscher dar. Die heutigen Firnfelder waren während der Eiszeit nicht voller als jetzt; oberhalb der heutigen Schneegrenze dürften die Alpen während des Eiszeitalters ähnlich ausgesehen haben wie heute, wenn auch die die Firnfelder umrahmenden Felskämme mehr angeschnitten gewesen sein dürften.

Das eben berührte Verhältnis zwischen den eiszeitlichen und den heutigen Gletschern gewährt uns einen Einblick in die Verschiedenheit zwischen dem eiszeitlichen und dem heutigen Klima. Auf zweierlei Weise können die gegenwärtigen Gletscher anwachsen: entweder indem sich die Firnmassen mehren, oder indem das Abschmelzen der Zungen gehindert wird. Im ersteren Falle geht das Gletscherwachstum vom Firnfelde aus und ist durch Mehrung der Niederschläge bedingt; im letzteren knüpft es sich an die Zunge und ist bedingt durch Minderung der während eines Jahres zur Ablation verwendbaren Wärme, die wir nach dem Vorgang der Phänologen durch die Summe der Temperaturen über 0° ausdrücken können. Wenn nun während der Eiszeit die Firnfelder nicht voller waren als heute, so können wir die eiszeitliche Gletscherentwicklung aus der heutigen nicht durch eine Mehrung der Niederschläge hergeleitet denken, sondern müssen sie auf eine Minderung der Ablation, entsprechend einer Minderung der Temperatursummen über 0° , zurückführen. Wurde letztere nicht etwa, was doch nicht wahrscheinlich, durch eine Minderung der Temperatursummen unter 0° weft gemacht, so war die Eiszeit im Vergleiche zur Gegenwart eine Zeit allgemeiner Temperaturerniedrigung.

Unsere Betrachtung geht davon aus, welche Veränderungen erfolgen müssten, damit aus den heutigen Gletschern sich die eiszeitlichen entwickeln. Umgekehrt müssen natürlich die Veränderungen gewesen sein, welche die eiszeitlichen Eisströme in die heutigen Gletscher verwandelten. Letzteres geschah, wie wir sehen werden, im Laufe einer längeren Zeit. Während derselben haben die Firnbecken gewiss mancherlei morphologische Veränderungen erfahren; sie müssen vertieft worden sein. Wenn sie gleichwohl heute mindestens bis zur selben Höhe wie während des Eiszeitalters

mit Firn erfüllt sind, so deutet dies darauf, dass seither eher eine Mehrung, denn eine Minderung der Niederschlagsmengen an der heutigen Firngrenze eingetreten ist. Aber es darf auch nicht ausser Acht gelassen werden, dass jene Vorgänge, welche die Firnbecken erweitern, zugleich auch durch Untergrabung die Spuren eines früher höheren Firnstandes zum grossen Teil zu verwischen vermögen. Allerdings ist schwerlich anzunehmen, dass dies überall der Fall gewesen. Immerhin ist wichtig, dass wir auch anderweitige Tatsachen kennen lernen werden, die die Eiszeit als Kälteperiode erweisen.

Die eiszeitliche Schneegrenze und ihre Beziehung zur heutigen Niederschlagsverteilung.

Jede Vergletscherung wird durch das Zusammenwirken orographischer und klimatischer Umstände bedingt. Sie ist umso grösser, je ausgedehntere Flächen über die Schneegrenze aufragen. Klimaänderungen, die sich in gleich grossen Höhenbewegungen der Schneegrenze äussern, können daher Vergletscherungen von sehr verschiedener Grösse verursachen, und diese ihrerseits können durch ihr Anwachsen wieder Flächen verschiedener Grösse über die Schneegrenze erheben. Wie sehr infolge der letzteren Tatsache die Grössenverhältnisse einer Vergletscherung beeinflusst werden, lehrte uns die Betrachtung des grossen helvetischen Gletschers: Der Jura staute die den Thälern der Schweizer Alpen entquellenden Eismassen, diese schollen im Mittellande über die Schneegrenze an und brauchten daher noch eine weitere Erstreckung zur Gewinnung eines ausreichenden Schmelzgebietes. So kam es auf Schweizer Boden zur Entwicklung einer ausserordentlich grossen Vereisung (S. 588).

Zahlreiche kleine Gletscher im Umkreise der grossen eiszeitlichen Vergletscherung haben uns ermöglicht, die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze näher zu bestimmen. Sie liegt am Nordsaume der grossen Vereisung allenthalben sehr tief. Am Saume der Österreichischen (S. 239) und der Salzburger Kalkalpen (S. 235), sowie der Algäuer Alpen (S. 198) treffen wir sie in rund 1000 m Höhe; ebenso tief liegt sie am Aussen-saume der grossen helvetischen Vergletscherung im Bereiche des französischen Jura (S. 680). Weiter südlich steigt die Schneegrenze am Alpenrande rasch an; im Vercors trafen wir sie schon in 1400 m (S. 681), im Dévoluy in 1700 m (S. 699) und kaum weniger hoch dürfen wir sie nach dem, was wir über ihre Lage im Innern der Seealpen wissen (S. 740), an deren Südsaum am Mittelmeere ansetzen. Am padanischen Alpensaume haben wir im Winkel des westlichen Piemont nördlich von Turin ein Gebiet aussergewöhnlich hoher Lage der Schneegrenze kennen gelernt (S. 754, 772); sie liegt hier 1700—1900 m hoch und steigt nur wenig nach Süden an, während sie sich nach Osten zu zunächst langsam, dann ruckweise senkt. Im östlichen Piemont fanden wir sie bei Biella (S. 732), in der Lombardei im Bereiche der insubrischen Seen (S. 823) und in den Bergamasker Alpen (S. 843) zwischen 1600 und 1800 m, am Gardasee noch in 1700 m (S. 866) Höhe. Viel tiefer lag sie im Venezianischen, nämlich im Bereiche der Vicentiner Berge in 1400 m (S. 865), bei Maniago in 1300 m (S. 980), ebenso hoch am Tagliamento (S. 1015). Der Ostsaum der Alpen bietet uns im Savegebiet und in den Steiner Alpen zunächst noch eine verhältnismässig tiefe Lage der Schneegrenze in 1400 bezw. 1500 m Höhe (S. 1062); auf der Koralpe fanden wir sie aber erst in 1800 m Höhe (S. 1096). Von hier senkt sie sich allmählich nach Norden; an der Gleinalpe 1700 m hoch (S. 1134), ist sie im Semmeringgebiete 1500 m, am Wiener Schneeberge nur 1250 m hoch gewesen (S. 1137).

Dieses eigentümliche Auf und Ab der eiszeitlichen Schneegrenze am Saume der Alpen bez. ihrer eiszeitlichen Vergletscherung steht in enger Beziehung zur heutigen Verteilung der Niederschläge. Überall dort, wo am Alpenrande heute mehr als 1,5 m

Niederschlag im Jahre fallen, liegt die eiszeitliche Schneegrenze tief, so am Nordsaume zwischen dem französischen Jura und den Österreichischen Kalkalpen, so am Südsaum an der venezianischen Ebene, so am Ostsaume in den Steiner Alpen, die noch ähnlich grosse Niederschlagsmengen erhalten, wie die benachbarten Julischen Alpen¹⁾. Wo hingegen der Alpenfuss heute im Regenschatten der Westwinde liegt und relativ trocken ist wie in Piemont und an der steirischen Bucht, da hebt sich die eiszeitliche Schneegrenze selbst am Alpensaume zu Höhen von 1800 m empor. Aus dieser engen Beziehung zwischen der Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze und der heutigen Niederschlagsverteilung schliessen wir, dass während der Eiszeit eine ähnliche Niederschlagsverteilung herrschte wie heute, dass insbesondere auch damals die Westwinde Regenbringer waren (vergl. auch S. 239), und dass die Adria dem Südosteck der Alpen reichlichen Niederschlag spendete (S. 1016).

Parallelismus der eiszeitlichen und der heutigen Schneegrenze.

Vom Alpensaume an stieg die eiszeitliche Schneegrenze allenthalben nach dem Innern des Gebirges an; wir haben dies zunächst für die nördlichen Ostalpen (S. 255) und für die Österreichischen Kalkalpen (S. 239) gezeigt und es dann auch für den Südwesten des Gebirges (S. 741) und für den padanischen Abfall in Piemont (S. 754) und Venezien (S. 980) dargetan; ja es gilt selbst vom Ostsaume der Alpen, wo die klimatische Schneegrenze auf der Koralpe entschieden etwas tiefer als auf der Saualpe und Stangalpe lag. (S. 1133). Wo sich die Vergletscherung weit aus den Alpen heraus erstreckte, da knüpfte sich die tiefste Herabdrückung der Schneegrenze an ihren Saum und sie lag am Alpenrande selbst bereits etwas höher. So ist es in der Gegend von Tegernsee und Schliersee in Oberbayern (S. 170 u. 172), so ist es namentlich in der Schweiz (S. 586) gewesen, wo am Alpenrande die eiszeitliche Schneegrenze 200—300 m höher als im Jura lag. Eine ähnliche Aufwölbung beschreibt die heutige Schneegrenze über den Alpen: sie steigt allenthalben nach dem Innern des Gebirges hin an²⁾, wie allerdings bisher nur für die Ostalpen durch Ed. Richter³⁾ und für die Schweiz von J. Jegerlehner⁴⁾ näher ausgeführt worden ist. Nun kennen wir allerdings die heutige Schneegrenze vornehmlich aus den inneren Partien der Alpen und die eiszeitliche aus den peripherischen; selten sind die Stellen, wo wir, wie in Oberösterreich, im Algäu, in den Seealpen, in den Bergamasker und in den Julischen Alpen die eiszeitliche Schneegrenze in der Nachbarschaft von Stellen ermitteln konnten, die uns die heutige offenbaren. Aber hier zeigt sich allenthalben der gleiche Abstand von rund 1200 m zwischen den beiden Schneegrenzen, mögen wir uns am Rande der Alpen, wie an den meisten Stellen, oder im Innern des Gebirges, wie in den Seealpen, befinden. Danach dürfen wir annehmen, dass die eiszeitliche Schneegrenze im grossen und ganzen parallel der heutigen verlief. Einer Ausnahme hiervon begegneten wir lediglich im Innern der Ostalpen, wo im Bereiche der Gurkthaler Alpen die heutige Schneegrenze nur rund 800 m über der eiszeitlichen zu suchen ist (S. 1138).

1) Paul Deutsch, Die Niederschlagsverhältnisse im Mur-, Drau- und Savegebiete. Geogr. Jahresbericht aus Österreich VI. 1907. S. 15.

2) Vergl. das Kärtchen bei Hess, Die Gletscher. Braunschweig 1904. S. 74.

3) Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888. S. 277.

4) Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik V. 1902. S. 486.

Ursachen der Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze.

Sehen wir zunächst von dieser Ausnahme ab, so können wir aus dem sonst allenthalben hervortretenden Parallelismus der beiden Schneegrenzen nur schliessen, dass während der Eiszeit in den Alpen die charakteristischen klimatischen Verhältnisse, welche an der heutigen Schneegrenze angetroffen werden, schon 1200 m tiefer auftraten, mit anderen Worten, dass schon in dieser Höhe der Niederschlag grösstenteils in Form von Schnee fiel, und dass die in dieser Höhe sich ergebenden Temperatursummen über 0° gerade hinreichten, die fallenden Schneemassen zu schmelzen. Damit ist klar die eine Richtung angezeigt, in welcher das eiszeitliche Klima vom heutigen abwich. Es gab unterhalb der heutigen Schneegrenze mehr festen Niederschlag als heute, und zwar war dieser noch 1200 m unterhalb derselben erheblich grösser als der flüssige Niederschlag. Oberhalb dieser Höhe muss also in der Eiszeit der Niederschlag vornehmlich während der Frostperiode des Jahres gefallen sein. Es muss daher entweder bei gleich langer Frostperiode wie heute der Niederschlag fast gänzlich auf die Zeit der heutigen Frostperiode konzentriert gewesen sein, oder aber es war die Frostperiode wesentlich länger als heute. Anders ausgedrückt: es war entweder die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge eine wesentlich andere als heute, es gab nicht Regen zu allen Jahreszeiten mit Sommermaximum, sondern fast nur Winterniederschläge in Gestalt von Schnee; oder aber die Jahreskurve der Temperatur erhob sich in der Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze sehr viel kürzere Zeit über den Gefrierpunkt als heute.

Die Eiszeit unmöglich durch Niederschlagsänderungen zu erklären.

Wollen wir die Eiszeit ohne Annahme einer Temperaturerniedrigung lediglich durch eine Mehrung schneeiger Niederschläge erklären, so haben wir mit der Ablation zu rechnen, welche heute in der Höhe herrscht, wo wir in der Eiszeit die Schneegrenze treffen. Messungen über ihre Grösse sind uns nicht bekannt geworden; wir können aber aus den von Blümcke und Hess¹⁾ am Hintereisferner angestellten Beobachtungen schliessen, dass sie sich auf etwa 12—15 m im Jahre beläuft; denn diese beiden Forscher massen sie in der Gletschermitte, wo sie am geringsten ist, 140 m unter der heutigen Schneegrenze zu 1,95 m; weitere 140 m tiefer zu 3,75 m im Jahre. Es müssten also die schneeigen Niederschläge des Eiszeitalters, in Wasser ausgedrückt, 11—14 m im Jahre betragen haben, wenn sie im Niveau der eiszeitlichen Schneegrenze der Ablation die Wage halten sollten. Der Annahme einer solchen Steigerung der Niederschläge widersprechen aber nicht bloss alle Erfahrungen über die Niederschlagsmengen der Gegenwart, nicht bloss die Beobachtungen über die Erfüllung der eiszeitlichen Schneefelder, sondern namentlich auch der im allgemeinen hervortretende Parallelismus zwischen der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze. Dass die Schneegrenze heute in den randlichen Teilen der Alpen tiefer liegt als in den zentralen, ist ganz wesentlich dadurch bedingt, dass der Gebirgsrand stärker benetzt wird als die Gebirgsmitte, obwohl auch der Hebung der Isothermenflächen in letzterer dabei eine gewisse Rolle zufällt. Tatsächlich biegt sich die Schneegrenze am stärksten an den regenreichsten Teilen des Alpenaumes, im Algäu und in den Julischen Alpen, herab. Wären nun während der Eiszeit

1) Untersuchungen am Hintereisferner. Wissensch. Erg.-Hefte zur Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. I. 2. München 1899. S. 36. Vgl. auch Hess, Die Gletscher. 1904. S. 219.

die Niederschlagsmengen ansehnlich verstärkt gewesen, so hätte das randliche Abbiegen der Schneegrenze in der Eiszeit viel bedeutender sein müssen als heute und es könnte die eiszeitliche Schneegrenze nicht parallel zur heutigen verlaufen. Wir sehen, die bisher erörterte Erklärungsmöglichkeit führt zu unhaltbaren Konsequenzen; sie bietet uns keine Erklärung der Gesamterscheinungen der Eiszeit.

Die Eiszeit als Periode der Temperaturerniedrigung.

Anders die andere Möglichkeit, dass die Dauer der Frostperiode in der Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze während der Eiszeit ein längere war als heute. Dies musste eine Steigerung der schneeigen Niederschläge und zugleich eine Minderung der Temperatursummen über 0° nach sich ziehen, also eine Verstärkung jener beiden Momente, welche die Gletscherentwicklung befördern. Da jedoch damit nicht auch eine Steigerung der Niederschlagssummen überhaupt verbunden war, wurde die Schneegrenze am Rande des Gebirges nicht stärker abgelenkt als heute und erscheint parallel zur heutigen verschoben. Wir schliessen daher aus dem gegenseitigen Verhältnis der eiszeitlichen und der heutigen Schneegrenze ganz ebenso, wie aus dem der eiszeitlichen und der heutigen Gletscherentwicklung, dass die Eiszeit im wesentlichen durch eine Minderung der Temperatursummen über 0° bedingt war; weiter folgern wir, dass Hand in Hand damit eine Ausdehnung der Frostperiode ging, sodass diese in einem Niveau 1200 m unter der heutigen Schneegrenze etwa die gleiche Dauer wie heute an letzterer hatte. Aus dem Zusammenwirken beider Faktoren ergibt sich für die Eiszeit eine Erniedrigung der Jahrestemperatur, ohne dass eine Erhöhung der Summe des Gesamtniederschlags verlangt wird.

Eine Tatsache scheint zugunsten der zuerst erörterten Auffassung zu sprechen. In den östlichen Alpen senkt sich die eiszeitliche Schneegrenze stärker von der Mitte des Gebirges nach dessen Nord- und Südrand hin als die gegenwärtige Schneegrenze. Wir fanden sie auf der Stangalpe inmitten der Gurkthaler Alpen 2000 m hoch, und nördlich davon liegt sie am Saume der österreichischen Alpen 1000 m, südlich aber am Saume der venezianischen Alpen 1300 m hoch. Haben wir hier nicht jenes stärkere Abbiegen der Schneegrenze zum Gebirgsrande hin, wie es durch eine Zunahme der Niederschläge bedingt sein musste? Der Sachverhalt drängt nicht zu einer Bejahung dieser Frage; er lässt sich auch anders erklären und muss anders erklärt werden, da er allein dasteht und mit dem, was wir in den Alpen sonst sehen, nicht harmoniert. Die Würdigung der orographischen Situation der Gurkthaler Alpen bietet uns den Schlüssel zum Verständnis des einzig gearteten Falles. Die Gurkthaler Alpen bezeichnen eine Einsenkung der Alpenmitte gegenüber den Alpenrändern. Im Norden werden sie durch die Niederen Tauern und die östlichen Ausläufer der Salzburger Kalkalpen, im Süden durch die Julischen Alpen hoch überragt; im Osten werden sie durch die nur wenig niedrigeren Rücken der Packalpe, der Koralpe, der Seethaler Alpen und der Saualpe von der pannonischen Ebene geschieden; im Westen endlich erhebt sich das gewaltige Gebirge der Hohen Tauern. Woher auch Luftströmungen kommen, sie müssen ihre Feuchtigkeit abgeben, bevor sie die Gurkthaler Alpen erreichen. Letztere stellen heute, wie P. Deutsch gezeigt hat, ein regenarmes Gebiet in den Alpen dar. Ihre Kämme erhalten weniger als 1500 mm, die der umliegenden Alpengruppen mehr als 1500 mm Niederschlag im Jahre. Wenn nun während der Eiszeit die Temperaturen durchweg niedriger waren als heute,

so musste damals die Kondensation der Niederschläge in geringerer Höhe geschehen und es konnte noch weniger Feuchtigkeit zu den Gurkthaler Alpen gelangen als gegenwärtig. Sie mussten trockener sein als heute, und deswegen war hier die Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze geringer als sonst. So widersprechen denn die Verhältnisse in den Gurkthaler Alpen nicht nur nicht der Anschauung über das eiszeitliche Klima, zu der wir gelangten, sondern sie lassen die Eiszeit aufs neue als eine relativ kalte Periode erscheinen, indem sie uns eine recht ansehnliche Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze selbst in einem Gebiete offenbaren, wo relative Trockenheit herrschte.

Charakter der eiszeitlichen Fauna und Flora auf der Nordseite der Alpen.

Unsere Folgerungen auf das eiszeitliche Klima, gezogen aus der Ausdehnung der letzten Vergletscherung und der Lage der zugehörigen Schneegrenze, gelten zunächst nur für die Würm-Eiszeit; sie stehen mit dem Fossilinhalt der Ablagerungen der Würm-Eiszeit auf der Nordseite der Alpen im Einklang. Die Moränen sind allerdings naturgemäss fossilfrei, aber die mit ihnen in Verbindung stehenden Schotter enthalten dann und wann Tierreste. Ihre spärliche Conchylienfauna¹⁾ lässt klimatische Schlüsse selten zu. Die nur vereinzelt vorkommenden Knochen verschiedener Säuger haben wir, soweit sie uns bekannt geworden, aufgezählt (vergl. besonders S. 466). Sie repräsentieren Glieder einer arкто-alpinen Fauna, die durch das Auftreten des Mammut und des wollhaarigen Rhinoceros sowie des Rentiers ein charakteristisches Gepräge erhält und auf ein kälteres Klima weist, ohne dass sich jedoch sagen liesse, um wieviel kälter als das heutige es gewesen ist. Pflanzenreste, welche eine schärfere klimatische Charakteristik gewähren könnten, fehlen in den fluvioglacialen Schottern so gut wie gänzlich. Eine Thoneinlagerung, welche bei St. Jakob an der Birs bei Basel (S. 582) scheinbar mitten in den fluvioglacialen Schottern der letzten Eiszeit auftritt, birgt eine so wenig mit glacialen Umständen vereinbare Flora, dass wir sie nicht in die Eiszeit zu rechnen vermochten; wir erklärten sie für älter. Seither hat Gutzwiller²⁾ Gründe dafür beigebracht, dass sie postglacial ist. Reichlicher treffen wir Pflanzenreste in Thonen unmittelbar im Hangenden der Moränen der letzten Eiszeit. Sie gehören (vergl. S. 141 und 579) einer typischen Tundrenflora an und bergen Elemente, die heute oberhalb der Baumgrenze ihre reichste Entwicklung zeigen. Die immerhin noch spärlichen Fundstellen lassen uns deutlich erkennen, dass dem schwindenden Eise nicht unmittelbar reichlicher Pflanzenwuchs folgte und dass in den Niederungen 600—800 m unter der eiszeitlichen Schneegrenze während des Eisrückzuges Bäume zunächst nicht vorhanden waren. Das weist auf einen entsprechend grossen Abstand zwischen der eiszeitlichen Schnee- und Baumgrenze.

Abstand zwischen der Schneegrenze und der Baumgrenze während der Eiszeit.

Ein solcher Abstand wird in gebieterischer Weise aus pflanzengeographischen Gründen gefordert. Die engen Beziehungen zwischen der hochalpinen und der hoch-

1) Vergl. z. B. S. 92. Reichere Conchylienfaunen aus den Münchener Niederterrassenschottern der Würm-Eiszeit und insbesondere aus den Hochterrassenschottern der Riss-Eiszeit hat v. Ammon kennen gelehrt. (Über Conchylien aus Münchener Schotterablagerungen und über erratische Blöcke. Geognostische Jahreshfte XIV. München 1901. S. 1.) Beide Faunen enthalten neben vorwiegenden weitverbreiteten Arten auch wenige alpine bez. nordische.

2) Das Alter der fossilen Pflanzen von St. Jakob an der Birs bei Basel. Verhandl. d. naturf. Gesellsch. Basel XIX. 3. S. 208. 1908.

nordischen Flora, das Auftreten von Inseln beider in deutschen Mittelgebirgen lassen sich nicht anders erklären, als dass sich einst zwischen der nordischen und der alpinen Vereisung ein zusammenhängendes Gebiet einer arкто-alpinen Flora erstreckte, die später dem zurückweichenden Eise folgte. War aber eine solche Flora hier vorhanden, so musste während der Eiszeit die Baumgrenze allenthalben im unvergletschert gewesenen Mitteleuropa sich mindestens in jenem Abstände unter der Schneegrenze befinden, in dem die spärlichen Fundstellen der arкто-alpinen Flora in den Ablagerungen des Eiszeitalters unter jener Grenze gelegen sind, nämlich 600 bis 800 m¹⁾. Das ist aber auch der Abstand, in dem sich heute in den Alpen die Baumgrenze unter der Schneegrenze befindet, während er in anderen, sehr reich benetzten Gebieten kleiner, in sehr trockenen grösser ist. So führt uns denn auch diese Betrachtung dazu, für die Eiszeit eine Steigerung der Niederschlagsmengen auszuschliessen und die grosse Gletscherentwicklung auf eine allgemeine Temperaturminderung zurückzuführen. Eine solche allgemeine Temperaturminderung bedeutet nicht die Verwischung der heute bestehenden Temperaturunterschiede: während der Eiszeit waren die Alpen ebenso wenig wie heute von einem einheitlichen Klima umgeben.

Aussehen der verschiedenen Seiten der Alpen zur Eiszeit.

Die eben für die Lage der eiszeitlichen Baumgrenze gewonnenen Anhaltspunkte ermöglichen uns in grossen Umrissen Bilder vom verschiedenen Aussehen der eiszeitlichen Alpen zu zeichnen. Auf der Nordseite endete die grosse Vorlandvergletscherung in einem Tundra-ähnlichen Ödlande; lag doch ihr Saum nur 400—600 m unter der auf 1000 m herabgesunkenen Schneegrenze. Die breiten Schotterbetten der Gletscherströme werden während des kurzen Sommers nach der Art der isländischen Sandr von zahlreichen Wasseradern durchmessen gewesen sein, die im Winter grösstenteils versiegten. Das Landschaftsbild bot ähnliche Züge wie das heutige Island in der Umgebung des Vatnajökull, und wie hier in der Nähe des Eises immerhin noch Vegetation genug vorhanden ist, um Pferdeherden Futter zu gewähren, so bot das Ödland am Saume der nordalpinen Vorlandvergletscherung dem Mammut, dem wollharen Rhinoceros und dem Rentier Nahrung.

Anders auf der Südseite der Alpen, wo in der westlichen Poebene die Schneegrenze in 1600—1800 m Höhe lag. Der Baumwuchs dürfte hier 800—1000 m hoch gereicht haben; die Zungen der piemontesischen, insubrischen und lombardischen Gletscher erstreckten sich hier weit bis ins Waldland hinein und nicht undenkbar ist, dass sich der Wald, ähnlich wie heute in Alaska, selbst bis auf die Schuttdecke der Gletscher ausdehnte. Aber Beweise dafür, dass die Gletscher bis in den Wald reichten, sind spärlich; nur einmal stiessen wir in den Moränen auf Reste von Baumstämmen, nämlich in den S. 813 erwähnten Hangendmoränen am Torrente Caldè bei Porto Valtravaglia am Langensee. Die Gletscherstrombetten waren nicht so steril wie auf der Nordseite der Alpen; auf den nicht überspülten Stellen konnte eine ziemlich reiche Conchylienfauna existieren, die uns bei Mailand an einer Stelle, wo sie zusammengeschwemmt worden ist, erhalten ist (S. 793). Aber gegen die Mitte der Poebene hin versumpfte das Land; Torfmoore dehnten sich aus, bestehend

1) A. Penck, Die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit. Résultats scientifiques du Congrès international de Botanique. Wien 1905. S. 12.

aus Sphagnum-Arten, die heute ihre Südgrenze in den Alpen haben (S. 793), und alpine Diatomeen existierten in den Wasserlachen (S. 793 und 889). Die grossen Tiere, die auf den Tundren der Nordseite weideten, fehlten im Waldlande des Südens. Ganz vereinzelt nur treffen wir im padanischen Gebiete auf die Reste eines Mammut (S. 776), dessen Zähne in den Schottern der Nordseite der Alpen doch keine Seltenheit sind. Das Rentier haben wir südwärts auf der Westseite der Alpen nur bis Mentone verfolgt (S. 745); auf der Ostseite geht es nur bis an den Karst¹⁾ und in der Poebene spielt es ebensowenig wie das wollhaarige Rhinoceros eine Rolle. Das arktische Element verschwindet hier aus der eiszeitlichen Fauna, sei es, weil ihm die Alpen ein Hindernis für seine Wanderung waren, sei es, weil das Waldland der Poebene ihm nicht entsprechende Lebensbedingungen bot. Die glaciale Fauna Italiens charakterisiert sich durch alpine Elemente: bis weit hinein in die Halbinsel verfolgen wir Gemse, Steinbock, Alpenhasen und Murmeltier. Am Alpensaume allerdings sind derartige glaciale Faunen recht spärlich. Das Bild der alpinen Landschaft zur Eiszeit erinnert hier nicht an das heutige Island, sondern eher an die Südküste von Alaska; nur muss man sich das Meer durch die Poebene ersetzt denken.

Auch am Ostende und am Südwestende der Alpen dürften die grossen Gletscher bis ins Waldland herabgereicht haben. Jedenfalls müssen wir dies vom grossen Durance-Gletscher annehmen, der bei Le Poët (S. 722) in 500 m Höhe, also mindestens 1300 m unter der Schneegrenze endete. Auch die Zunge des Draugletschers kann im östlichen Teile des Klagenfurter Beckens von Wald umrahmt gewesen sein, endete sie doch hier 1000—1200 m unter der eiszeitlichen Schneegrenze. Aber die zahlreichen kleinen Gletscher, die sie umrahmten, endeten fast durchweg in der alpinen Region, die vielleicht wegen der im Gebirgsinnern herrschenden Trockenheit sich auf Kosten des Waldes etwas ausdehnte. Die Landschaft hatte im grossen und ganzen ein mittelskandinavisches Gepräge, während der Südwestzipfel der Alpen an das Innere von Neuseeland erinnert haben dürfte. Während nun aber das Waldland am Südwesteck der Alpen in stattlicher Breite mit dem westpadanischen zusamuenhing, dürfte das Gebiet der östlichen Poebene eine Einengung des Waldgürtels bezeichnet haben. Hier fanden wir die Schneegrenze ausserordentlich tief, nemlich in 1300 bis 1350 m Höhe, und wenn auch die Baumgrenze hier möglicherweise wegen des grossen Niederschlagsreichtums in geringerem Abstände unter der Schneegrenze gelegen haben mag als sonst, so war doch das Waldland auf einen schmalen Streifen am Gebirgsfusse beschränkt und konnte sich lediglich in der Ebene breit machen. In der Ebene aber wurde das Land von den Gletscherflüssen stetig mit Geröll überschüttet; ausserdem drang der Tagliamentogletscher so weit aus den Alpen heraus, dass nur ein ganz schmaler Waldstreifen sich zwischen dem ostalpinen und dem westpadanischen Walde erstreckt haben kann.

Verlauf der Schneegrenze auf der Gletscheroberfläche.

Die gegen das Innere der Vergletscherung überall sanft ansteigende Schneegrenze schnitt die Gletscheroberfläche allenthalben in grösserer Höhe, als wir sie am Saume der Alpen oder der Vergletscherung gefunden haben; in manchen Gebieten scheint der Anstieg der Gletscheroberfläche gegen die Gebirgsmittle kaum wesentlich

1) V. Hilber, Ein Rentiergeweih aus Ober-Laibach in Krain. Mitt. anthrop. Gesellsch. Wien XXXVI. 1906. S. 163.

steiler als der der Schneegrenze gewesen zu sein, sodass weite Gebiete der Gletscheroberfläche gerade an der Schneegrenze gelegen waren, wie z. B. am Etschgletscher zwischen Bozen und Trient (S. 860). Die Schneegrenze erscheint daher nicht als scharfe Linie zwischen Nähr- und Schmelzgebiet der eiszeitlichen Vergletscherung, sondern als ein Saum, der stellenweise von ansehnlicher Breite gewesen sein dürfte.

Auf der Nordseite der Ostalpen haben wir die Schneegrenze (S. 255) im Bereiche des Isargletschers und seiner westlichen Nachbarn über dem Alpenvorland, im Bereiche des Inn- und des Salzachgletschers gerade am Alpenrande angetroffen; weiter östlich liegt sie im Gebirge, anfänglich nahe dem Fusse; dann aber biegt sie nach Süden um, zieht sich oberhalb des Gesäuses über das Längsthal der Enns und bei Murau über das der oberen Mur. Von hier springt sie tief in die Ostalpen hinein, dermassen, dass sie den Draugletscher etwa bei Spittal an der Drau erreicht; wie sie sich von hier südöstlich gegen das Westende der Karawanken richtet, haben wir S. 1096 geschildert. Etwa bei Kronau verläuft sie über das Längsthal der Wurzenener Save, unterhalb des Wocheiner Sees über das der Wocheiner Save. Es beschreibt also die Schneegrenze auf der Oberfläche der grossen eiszeitlichen Thalgletscher an der Ostseite des Gebirges einen einspringenden Winkel, welcher den des Ostfusses der Alpen in vergrössertem Masse wiederholt. Einen ähnlichen einspringenden Winkel, der aber einem ausspringenden Winkel des Alpenfusses entspricht, begegnen wir auf der Südseite der Alpen im Etschbuchtgebirge. Während wir die Schneegrenze über dem Thale des Isonzo unterhalb Flitsch, im Gebiete des Tagliamento rund 20 km oberhalb des Zusammenflusses von Tagliamento und Fella, im Piavegebiete nördlich von Longarone (S. 980) je in einem Abstände von 25—35 km vom Gebirgsfusse treffen, erreichen wir sie auf dem Etschgletscher (S. 859) erst oberhalb seiner grossen Diffuenz von Trient, also oberhalb der Abzweigung des Brenta- und Gardagletschers, in einer Entfernung von mehr als 60 km vom Alpenfusse; weiter westlich aber nähert sie sich wieder dem letzteren im Bereiche des Ogiogletschers. In ungefähr gleicher Entfernung hält sie sich auch weiterhin im Gebiete der insubrischen Seen.

Auf der Nordseite der Westalpen stülpte sich die eiszeitliche Schneegrenze auf dem Rheingletscher wahrscheinlich noch ins Alpenvorland aus (S. 427). Auf dem Linth-, Reuss- und Aaregletscher lag sie gerade bei deren Austritt aus dem Gebirge; auf dem Rhonegletscher bog sie sich aber über dem Genfer See bis zum Jura hin aus (S. 586) und kehrte erst in der Gegend des Annecy-Thales zum Alpenfusse zurück, dermassen, dass der gesamte Arvegletscher ins Firnbereich fiel. Weiter südlich verlief sie innerhalb der Alpen; den Isèregletscher hat sie mutmasslich oberhalb der Cluse von Chambéry, den Durancegletscher wahrscheinlich oberhalb Gap gequert. Wo sie auf den provençalischen und piemontesischen Gletschern lag, bleibt noch festzustellen.

Verhältnis von Schmelz- und Nährgebiet.

Wie lückenhaft und unsicher unsere Kenntnis vom Verlaufe der Schneegrenze auf der eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen auch ist, so ermöglicht sie uns doch wenigstens in grossen Umrissen das Verhältnis von Nährgebiet und Schmelzgebiet für einzelne grössere Gletscher der Ostalpen zu ermitteln.

Wir erhalten für die Würm-Eiszeit:

| | Nährgebiet: | Schmelzgebiet: |
|---|-------------|----------------|
| Nordseite der Ostalpen: Inn- und Salzachgletscher | 2.5 | 1 |
| Ostseite der Ostalpen: Draugletscher | 2.7 | 1 |
| Südseite der Ostalpen: Etschgletscher | 3,0 | 1 |
| Mittel Ostalpen | 2.7 | 1 |

Wir finden also im Durchschnitt für die Ostalpen ein ähnliches Verhältnis von Nährgebiet und Schmelzgebiet, wie es Ed. Brückner¹⁾ zunächst für die heutigen Gletscher der Hohen Tauern festgestellt hat, und wie es nach Ed. Richter²⁾ für die heutigen grösseren Gletscher der Ostalpen gilt (rund 3:1). Wenn dabei die nördlichen Gletscher ein relativ grösseres, die südlichen ein relativ kleineres Schmelzgebiet aufweisen, so erklärt sich dies einfach daraus, dass die ersteren viel weniger tief unter die Schneegrenze herabstiegen als die letzteren; sie brauchten daher eine grössere Schmelzfläche. In der Tat haben auch ihre Zungen ein weit geringeres Oberflächengefälle. Während die grossen Eisfächer auf der Nordseite der Ostalpen nur einen Anstieg von 10 bis 12.5 ‰ hatten (S. 133, 152, 180), senkte sich das Eis über dem heutigen Gardasee mit 20—30 ‰ (S. 880), um sich erst am Südende des Sees flacher abzudachen.

Von den oben angegebenen Zahlen für das Verhältnis von Nährgebiet und Schmelzgebiet weichen die Werte ganz entschieden ab, welche wir für die drei grossen südöstlichen Gletscher der Ostalpen erhalten. Wir finden nämlich

| | Nährgebiet: | Schmelzgebiet: |
|----------------------|-------------|----------------|
| Savegletscher | 1.7 | 1 |
| Isonzogletscher | 1.5 | 1 |
| Tagliamentogletscher | 1.9 | 1 |
| Mittel | 1.7 | 1 |

Auch wenn wir annehmen, dass alle drei Gletscher erheblich grössere Zufüsse aus dem Draugebiete erhielten, als wir nachzuweisen vermochten, unterscheiden sie sich doch von den übrigen eiszeitlichen Gletschern und von den heutigen Gletschern der Ostalpen durch ihr ganz auffällig grosses Schmelzgebiet. Hieran lässt sich nicht zweifeln, selbst wenn wir die Oberfläche dieser Gletscher zu niedrig eingeschätzt hätten. Wir wissen hierfür keine andere Erklärung, als dass im Gebiete unserer Gletscher auch während der Eiszeit wie heute besonders reichliche Niederschläge fielen; ihre Ernährung war eine kräftigere als die der anderen Gletscher, demnach brauchten sie auch ein grösseres Abschmelzgebiet. In der Tat zeigen sie auch, wie die Karte S. 1073 erkennen lässt, ein wesentlich grösseres Oberflächengefälle als die benachbarten Eisströme. Ein solches war nötig, um die reichlichen Eismassen aus dem Nährgebiet rasch zum Abschmelzgebiete zu bringen. In enger Beziehung stehen bei den eiszeitlichen Gletschern, wie bei den heutigen, Ernährung und Abschmelzung, sowie Oberflächengefälle und Geschwindigkeit.

Geschwindigkeit der eiszeitlichen Eisbewegung.

Dass die Geschwindigkeit der eiszeitlichen Eisströme in den Alpen an der Grenze des Firngebietes keineswegs die hohen Beträge aufwies, wie die äussersten

1) Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1886. S. 163.

2) Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1886. S. 42.

Zungen einzelner heutiger grönländischer Gletscher, und nicht viel bedeutender war als die der heutigen Alpengletscher, ergibt sich, sobald wir anzunehmen haben, dass die Niederschlagsmengen während der Eiszeit nicht grösser als die heutigen waren. In jedem Gletscherquerschnitte innerhalb des Firngebietes passieren bei stationärem Zustande alljährlich die im zugehörigen Einzugsgebiete gefallenen Niederschlagsmengen, im Querschnitte der Schneegrenze also die gesamten im Firngebiete gefallenen Niederschlagsmengen. Legen wir einer Schätzung wahrscheinliche Werte zugrunde, so erkennen wir leicht, dass es sich nur um mittlere Tagesgeschwindigkeiten von allerhöchstens wenigen Metern handeln kann. Die genauere Auswertung der Eisesgeschwindigkeit in einem Querschnitte des alten Rhonegletschers im Firngebiete (S. 593) ergab einen Wert von 600 m für das Jahr, also von 1,7 m für den Tag.

Es sei das Areal des Firngebietes F , die mittlere Niederschlagshöhe daselbst n (in Eis ausgedrückt); dann ergibt sich die mittlere Jahresgeschwindigkeit v der Gletscherbewegung im Profile a der Schneegrenze zu

$$v = \frac{F \cdot n}{a}$$

Mit anderen Worten: die Gletschergeschwindigkeit ist sovielmal grösser denn die in Eis ausgedrückte Niederschlagsmenge, als das Areal des Firngebietes grösser ist denn das Gletscherprofil an der Schneegrenze. Nehmen wir nun den einfachen Fall, dass das Firnprofil im Gebirgsvorlande gelegen gewesen sei, und dass hier, wie im Bereiche des alten Isargletschers, die einzelnen Eisfächer sich in ihrer Entwicklung hemmten, sodass die Eisteilchen untereinander annähernd parallel wanderten, so stellt das Schneegrenzprofil einen zur Eisbewegung senkrechten Schnitt von der Höhe h dar, durch welchen die aus der Breite b des Firngebietes kommenden Eismassen passierten, und es wird

$$v = \frac{b}{h} n.$$

Im Bereiche des alten Isargletschers war b , roh geschätzt, 80 km, $h = 0,5$ km; danach

$$v = 160 n.$$

Setzen wir nun n im Minimum zu 1 m, im Maximum zu 2 m, so ergibt sich für die Eisesgeschwindigkeit im Jahre 160–320 m, also rund 0,5–1 m im Tage. Nehmen wir an, dass die Breite des Schneegrenzprofils nicht die des Firnfeldes, sondern, wie in der Regel, erheblich (x -mal) kleiner sei, so ist die zu gewärtigende Geschwindigkeit x -mal grösser. In den Alpen dürfen wir aber x keinesfalls grösser als 10 setzen; die mittlere tägliche Eisesgeschwindigkeit im Schneegrenzprofile dürfte daher 10 m nirgends überschritten haben.

Für eine grosse Langsamkeit der Bewegung im Firngebiete der eiszeitlichen Vergletscherung spricht auch der manchmal ziemlich gross werdende Abstand zwischen der eiszeitlichen Schlifffrenze und der oberen erratischen Grenze, wie wir S. 854 ausgeführt haben.

Inwieweit wir die erhaltenen Geschwindigkeiten auf die steil geneigten Zungen namentlich der südalpiner Gletscher übertragen dürfen, wird sich erst auf Grund weiterer Untersuchungen erkennen lassen. Hier muss uns genügen, gezeigt zu haben, dass es nicht aussichtslos ist, die Bewegung der eiszeitlichen Eisströme zahlenmässig darzustellen.

II. Chronologie des Eiszeitalters in den Alpen.

Gliederung des Eiszeitalters. Quartäres Alter des Eiszeitalters. Die Riss-Eiszeit. Die Mindel- und die Günz-Eiszeit. Interglacial Ablagerungen. Der interglacial Wald der Alpen. Ältere Interglacialzeiten. Der Löss. Verschiedene Dauer der Interglacialzeiten. Die Postglacialzeit in ihrem Verhältnis zu den Interglacialzeiten. Dauer der Eiszeiten. Die Post-Würmzeit. Interstadialbildungen. Die Klimakurve des Eiszeitalters. Absolute Dauer der Post-Würmzeit und des gesamten Eiszeitalters. Die Faunen des Eiszeitalters. Der Mensch während des Eiszeitalters. Wildkirchli.

Gliederung des Eiszeitalters.

Das nördliche Vorland der Alpen hat uns die Möglichkeit geboten, vier verschiedene Vergletscherungen nachzuweisen. Zwischen Iller und Lech treten vier verschieden alte Schotter (S. 47) auf, von denen jeder einzelne sich mit Moränen verknüpft. Diese vier Schotter verfolgten wir im Donaugebiete abwärts bis in die Gegend von Wien, und wo wir ihnen auch begegneten, verriet sich ihr fluvioglacialer Ursprung. Dementsprechend unterschieden wir vier Eiszeiten, die wir der Reihe nach Günz-, Mindel-, Riss- und Würm - Eiszeit nannten (S. 109). Im Gebiete des alten Rheingletschers fanden wir deren Spuren mit grosser Vollständigkeit wieder; jeder einzelne der vier Schotter geht hier deutlich in Moränen über (S. 399); dasselbe zeigt sich auch im Nordwesten der Schweiz (S. 463). Vier Schotter treten uns im Rhonegebiet um Lyon entgegen (S. 653), und wenn wir im Durance-Gebiete zunächst sicher nur drei verschiedene Schotter zu trennen vermochten (S. 720), so ergaben sich doch auch Anzeichen eines vierten (S. 723); von ihnen trägt jeder seinen fluvioglacialen Ursprung deutlich zur Schau (S. 723). Anzeichen von vier verschiedenen Schottern hat uns endlich das Var-Thal (S. 740) geboten. Im padanischen Gebiete lassen sich gleichfalls vier verschiedene fluvioglacial Schotter sondern; zwei jüngere heben sich von älteren, in der Regel tiefgründig verwitterten, ‚ferrettisierten‘ Schottern ab und es fehlt nicht an Anzeichen, dass die letzteren zwei Horizonten angehören. Allenthalben deutlich sind die Beziehungen der beiden erstgenannten zu Moränen, während die der ferrettisierten zu den Glacialformationen nicht überall in gleicher Deutlichkeit entgentreten, so z. B. in Piemont (S. 773); aber im in-subrischen Gebiete konnten wir ferrettisierte Schotter in ferrettisierte Moränen verfolgen (S. 788) und zugleich fanden sich Gründe, die für das Vorhandensein von zwei verschieden alten ‚Ferretto‘ sprachen (S. 789, 798). Sahen wir am Oglio allerdings nur zwei verschiedene fluvioglacial Schotter (S. 826), so bot uns der Südwestsaum des Gardasees wieder die Möglichkeit, vier verschieden alte Schotter zu unterscheiden und deren drei in Moränen zu verfolgen (S. 877). Vier Schottern begegneten wir im Valmarino im Piavegebiet (S. 972), und vermochten wir im Tagliamento- und Isonzogegebiete nur deren zwei zu unterscheiden (S. 1011, 1031), so zeigte das Savegebiet wieder die regelmässige Folge von vier fluvioglacialen Terrassen (S. 1053). Das Drauthal allerdings ermöglichte uns nur zwei verschieden alte Schotter zu trennen (S. 1086, 1098); aber im Klagenfurter Becken erkannten wir die Spuren dreier verschiedener Vergletscherungen (S. 1112); und das Murthal, im allgemeinen nur zwei fluvioglacial Aufschüttungen zeigend, bietet stellenweise die regelrechte Folge von vier verschiedenen Schottern (S. 1131).

Es tritt uns rings um die Alpen herum in so bemerkenswerter Regelmässigkeit eine Vierzahl von fluvioglacialen Schottern entgegen, dass wir die Ausnahmen, wo

wir deren weniger fanden, unbedenklich auf die Lückenhaftigkeit, mit der uns die geologische Schichtfolge in der Regel erhalten ist, zurückführen und von vier verschiedenen Vergletscherungen der Alpen sprechen dürfen. Durch ihre petrographische Beschaffenheit erweisen sich unsere Schotter als zusammengehörige Gebilde; sie heben sich durch ihre bunte Zusammensetzung von ähnlich lockeren, gewöhnlich verarmten Tertiärschottern (S. 658) ab. Wo sie conglomeratisch verfestigt sind, stellen sie sich als löcherige Nagelfluh dar, in der die Zwischenräume zwischen den Geröllen nicht ausgefüllt sind, im Gegensatz zu den meist dichten Nagelfluhbildungen des Tertiärs. Sie sind insgesamt Ablagerungen eines Eiszeitalters.

Quartäres Alter des Eiszeitalters.

Die Gesamtheit dieser Schotter und der zugehörigen Moränen des Eiszeitalters ist jünger als das marine Pliocän des Rhonetales und des Pogebietes. In letzterem kluft zwischen dem Komplex des Astiano, Piacenziano und Villafranchiano einerseits und den älteren Schottern des Eiszeitalters eine Lücke, die wir zunächst in Piemont kennen gelernt haben (S. 777), die uns dann aber auch im Bereiche der insubrischen Seen (S. 798 und 806) und vor allem deutlich am Gardasee entgegengetreten ist (S. 883). Dieser Lücke entspricht zeitlich eine Hebung des Alpensaumes, durch welche die marinen Pliocänschichten hier in Höhen von 300—500 m gebracht und infolgederen sie von Flüssen zerschnitten worden sind (S. 912). Ähnliches zeigt sich im Rhonegebiete; aber hier schalten sich zwischen das marine Pliocän und die Gebilde des Eiszeitalters noch oberpliocäne Ablagerungen ein (S. 654). Gleichwohl haben wir es auch hier nicht mit einer kontinuierlichen Schichtfolge vom Pliocän zum Eiszeitalter zu tun, sondern auch hier kluft eine Lücke zwischen beiden (S. 655). Allenthalben im Umkreise der Alpen ist die Grenze des Pliocäns und des Eiszeitalters eine scharfe, und wenn Übergangsgebilde vorhanden sein sollten, so liegen sie tief in der Poebene begraben (S. 912). Spärliche Fossilfunde im ältesten Schotter des Eiszeitalters auf dem österreichischen Alpenvorlande (S. 92) vergewisserten uns vom pleistocänen Alter auch des ältesten Eiszeitgebildes der Alpen. Wir müssen daher das ganze Eiszeitalter, mit dem wir uns beschäftigt haben, ins Pleistocän oder Quartär, in das Diluvium älterer Geologen stellen.

Die Riss-Eiszeit.

Von den vier Vergletscherungen des Eiszeitalters haben wir die letzte, die der Würm-Eiszeit, im vorigen Abschnitte in ihren physiogeographischen Beziehungen näher gewürdigt. Grösser ist die vorletzte, die der Riss-Eiszeit gewesen. Ihre Moränen bilden fast regelmässig einen Gürtel von Alt-Moränen um die Jung-Moränen der Würm-Eiszeit; nur im Südosteck der Alpen wird dieser Gürtel lückenhaft. Am Gardasee ist er nur einseitig, im Westen, vorhanden (S. 869); auf kleine Rudimente ist er an der Brenta und Piave zusammenschmolzen (S. 966 und 977); am Tagliamento- und Savegletscher fehlt er fast gänzlich (S. 1011), am Isonzo- und Savegletscher vollständig (S. 1030 u. 1053). Nur unbedeutend ist sein Auftreten am Ende des Draugletschers (S. 1097); er fehlt am Murgletscher (S. 1127); aber zwischen Drau- und Murgletscher ist er längs der Görtsschitz deutlich erkennbar (S. 1098).

Von diesem Gürtel der Altmoränen aus haben wir nur an wenigen Stellen die Spuren eines älteren Gletscherstandes über den Ufermoränen der Würm-Eiszeit ins Gebirge hinein verfolgen können, so namentlich am Iseo-See (S. 828) und am Gardasee

(S. 880); sie vergewissern uns, dass die Zungen der Riss-Vergletscherung nicht bloss ausgedehnter, sondern auch mächtiger als die der Würm-Vergletscherung gewesen sind. Aber es handelt sich dabei nur um Beträge, die 100 m kaum überschreiten, und wir konnten dieselben lediglich in der Peripherie, nicht im Zentrum der alpinen Vergletscherung feststellen; hier haben wir nicht den geringsten Anhalt, die Riss-Vergletscherung für mächtiger anzusehen als die Würm-Vergletscherung. Hiernach scheint das Verhältnis der Riss-Vergletscherung zur Würm-Vergletscherung ein ähnliches gewesen zu sein, wie das der letzteren zu den heutigen Gletschern: die Riss-Vergletscherung erscheint nur wie eine Zungenschwellung der Würm-Vergletscherung. Das weist auf niedrigere Temperaturen zur Riss-Eiszeit. Einige wenige Stellen haben uns Gelegenheit geboten, die Depression der Schneegrenze auch für die Riss-Eiszeit zu bestimmen (S. 236, 239, 245, 492, 680, 741); sie ergibt sich zu rund 100 m mehr als die für die Würm-Eiszeit. Die Riss-eiszeitliche Klimaänderung war in Bezug auf das heutige Klima um $\frac{1}{12}$ grösser als die Würm-eiszeitliche.

Aus dem Umstande, dass am Südosteck der Alpen die Riss-Moränen nicht wie sonst aus den Grenzen der Würm-Moränen heraustreten, müssen wir schliessen, dass hier die Riss-eiszeitliche Depression der Schneegrenze nicht so gross war, wie sonst. Typisch entwickelte Schotterterrassen lassen uns hier z. B. im Savegebiete (S. 1053) keinen Zweifel darüber, dass die Riss-Eiszeit ebenso vorhanden war, wie sonst, und angesichts der Tatsache, dass sich die Schotterterrassen der Riss-Eiszeit hier bis fast unmittelbar an die Würm-Moränen heran verfolgen lassen, ist nicht daran zu denken, dass ein breiter Gürtel der Altmoränen hier erodiert worden sei; wir müssen vielmehr annehmen, dass die Riss-Vergletscherung hier nicht aus den Grenzen der Würm-Vergletscherung sich heraus erstreckt hat. Bemerkenswerter Weise ist das in Gebieten der Fall gewesen, welche sich während der Würm-Eiszeit durch eine auffällig tiefe Lage der Schneegrenze ausgezeichnet haben. Wir führten letzteres auf reichliche Niederschläge zurück, die ähnlich den heutigen durch die Nähe der Adria bedingt waren. Sollte das Meer während der Riss-Eiszeit ferner gelegen haben?

Die Mindel- und die Günz-Eiszeit.

Auf der Nordseite der Ostalpen reichen die Mindel-Moränen aus dem Bereiche der Riss-Moränen heraus, und im Gebiete des Inn- (S. 135), des Salzach- (S. 153) und des Iller-Gletschers (S. 199) war die Mindel-Vergletscherung die grösste. Gleiches gilt nicht von dem dazwischen gelegenen Isargletscher; hier war die Riss-Vergletscherung die grösste. Wir haben das damit in Verbindung gebracht, dass der Isargletscher während der Mindel-Eiszeit in geringerem Umfange vom Inn-gletscher gespeist wurde, als später (S. 186). Aber auch im Rheingebiete (S. 410), in der Schweiz (S. 489), in Frankreich und im Pogegebiete war die Riss-Vergletscherung die grösste. Hiernach zu urteilen, war die Depression der Schneegrenze der Mindel-Eiszeit in den nördlichen Ostalpen grösser als anderwärts, oder aber die Höhenverhältnisse haben sich derart verschoben, dass die Gebiete, in denen die Riss-Vergletscherung über die Mindel-Vergletscherung hinausging, in der Mindel-Riss-Interglacialzeit eine Hebung erfahren haben, was für die Schweiz¹⁾ nachgewiesen worden ist (S. 474). Sollte das letztere allgemein zu-

1) Vgl. Brückners Ausführungen über den Einfluss dieser Hebung auf das Grössenverhältnis zwischen Mindel- und Riss-Eiszeit in der Schweiz. (Die Eiszeiten in den Alpen. Geogr. Zeitschrift X. 1904, S. 572.)

treffen und ein erheblicher Teil der quartären Alpenhebung, auf die wir mehrfach (vgl. S. 1141) zu sprechen gekommen sind, in die Mindel-Riss-Interglacialzeit fallen, so hätten wir die grosse Ausdehnung der Riss-Vergletscherung im Vergleich zur Mindel-Eiszeit teilweise auf eine inzwischen erfolgte Hebung zurückzuführen und zugleich die grösste Depression der eiszeitlichen Schneegrenze für die Mindel-Eiszeit anzunehmen.

Die Günz-Eiszeit hat uns ihre Spuren vornehmlich in ihren fluvioglacialen Ablagerungen hinterlassen. Selten sind ihre Moränen, die wir lediglich im Bereiche des Iller- und Rheingletschers mit Sicherheit nachweisen konnten. Sie halten sich hier allenthalben in den Grenzen der Würm-Vergletscherung, weswegen wir für sie eine ähnliche Depression der Schneegrenze anzunehmen haben wie für diese.

Interglaciales Ablagerungen.

Die Sonderung von Schottern und Moränen von vier verschiedenen Vergletscherungen, die wir durchführen konnten, ist in der Peripherie der eiszeitlichen Gletschergebiete gewonnen worden; sie lässt nur die Folgerung auf verschiedene Vergletscherungen dieses Saumes, nicht aber des gesamten Alpengebietes zu. Dass sich nun das Eis während des Eiszeitalters zeitweilig bis in die innersten Winkel des Gebirges zurückgezogen hat, lehren eine Reihe von interglacialen Ablagerungen. Wir haben dieselben in unseren Ausführungen so eng als irgend möglich gefasst. Der Umstand, dass zwischen zwei verschiedenen Moränen sehr mächtige und z. T. ausgedehnte Ablagerungen vorkommen, hat uns zunächst immer nur auf eine Schwankung ein- und derselben Vergletscherung schliessen lassen und wir haben die zwischen Moränen befindlichen Ablagerungen so lange als interstadiale bezeichnet, als sich nicht zwingende Argumente für eine Entstehung zwischen zwei verschiedenen Eiszeiten, also für ein interglaciales Alter ergaben. Wir haben dieses Verfahren eingeschlagen, da es allein dafür bürgt, a priori die Argumente für eine Wiederholung der Vergletscherungen nicht zu überschätzen, obwohl wir dabei Gefahr liefen, manche Ablagerung als interstadial zu bezeichnen, die in Wirklichkeit interglacial ist, und als solche bei fortschreitender Forschung erkannt werden kann.

Kein Argument für die Wiederholung der Vergletscherungen ist beweiskräftiger als der Fossilinhalt der zwischen Moränen gelagerten Schichten. Verlangt er ein dem heutigen ähnliches Klima, während die Moränen am Orte seines Auftretens ein glaciales erheischen, so müssen wir auf eine Interglacialzeit schliessen. Die fossile Flora von Zwischenmoränenbildungen hat die ersten Beweise für Interglacialzeiten geliefert; auf sie haben wir uns gestützt, als wir die vier im Umkreise der Alpen nachweisbaren Vergletscherungen mit wiederholten durch Rückgänge des Eises getrennten Vergletscherungen des Gebirges in Beziehung brachten. Es handelt sich um die fossile Flora der Höttinger Breccie bei Innsbruck (S. 383), der Schieferkohlen von Mörschwyl am Bodensee (S. 420), der Schieferkohlen von Dürnten und Wetzikon (S. 581), der pflanzenführenden Thone von Re im Vigezothale (S. 816) und vor allem der Schichten von Pianico im Iseothale (S. 830). Neben diesen Fundstellen haben wir die von Flurlingen bei Schaffhausen (S. 420), von Entraigues im Arvan-Thale (S. 692) und die von Calprino bei Lugano (S. 814) zu nennen, an denen die pflanzenführenden Schichten zwar von Moränen überlagert werden, aber die trennenden Moränen fehlen; denn es finden sich andere Gründe dafür, dass ihrer Ablagerung eine Vergletscherung vorausging. Endlich haben wir, entgegen unserer

früheren Auffassung, die Flora von Uznach und möglicherweise die von Chambéry hier zu nennen.

Wir haben S. 531 darauf hingewiesen, dass nach den Ergebnissen der Untersuchungen von Heer dem Vorkommen von Uznach die altertümlichen Formen fehlen, welche die Kohlen von Dürnten auszeichnen. Seither hat E. Neuweiler seine Untersuchung über die fossile Flora von Uznach veröffentlicht, von der uns nur vorläufige Ergebnisse zugänglich waren, und hat gezeigt, dass sich jene Flora der von Dürnten auf das engste anschliesst (Zur Interglacialflora der Schweizer Schieferkohlen. IX. Ber. d. bot. Gesellsch. Zürich 1905. S. 93). Neuweiler hat ferner von einer benachbarten Örtlichkeit eine reichere Flora (Über die subfossilen Pflanzenreste von Güntenstall bei Kaltbrunn. Ebenda 1907) beschrieben, die zum gleichen Horizont gehört. Neuweiler führte den Nachweis, dass das Vorkommen von *Pinus montana* bei Uznach nicht gesichert ist, und dass dort *Taxus baccata* vorkommt, dass ferner bei Kaltbrunn eine xerotherme Flora vorhanden ist. Unter solchen Umständen können wir die Kohlen nicht mehr für interstadial erachten, sondern müssen sie als interglacial ansehen. Für das Alter der Kohlen von Chambéry müssen wir das Vorkommen von *Buxus sempervirens* mehr in Betracht ziehen, als wir S. 688 zu tun wagten. Wir kannten damals die Autorität nicht, auf die sich Pillet stützt. Seither hat Briquet mitgeteilt, dass die Bestimmung von Grand-Eury herrührt, und darauf Bezug genommen. (Briquet, Le développement des flores dans les Alpes occidentales. Résultats du Congrès international de Botanique Vienne 1905. S. 130, bes. 141).

Wir haben die angeführten interglacialen Fundstellen in die letzte Interglacialzeit, nämlich die Riss-Würm-Interglacialzeit verwiesen, weil die hangenden Moränen der Würm-Eiszeit angehören und weil das wahrscheinlichste ist, dass die darunter befindlichen Interglacialgebilde der unmittelbar vorangegangenen Interglacialzeit angehören; denn die Möglichkeit, dass sich solche Ablagerungen erhalten, ist um so geringer, je älter sie sind (S. 149). Unbedingt zwingend ist diese Interpretierung nicht und es ist nötig, dass spätere Untersuchungen hier schärfere Altersbestimmungen machen. Wir erwarten solche in erster Linie von einer weiteren Erforschung der interglacialen Floren. Die Zahl der ausgestorbenen Arten im Vergleiche zu den noch fortexistierenden wird wahrscheinlich einen Altersindex gewähren; möglicherweise werden sich aber auch aus der Beschaffenheit der Liegendmoränen Schlüsse auf deren Alter ergeben.

Die letzten Exkursionen, die ich im Interesse unseres Werkes in Gemeinschaft mit Herrn Professor Leverett in Kärnten ausführte, haben mich vergewissert, dass dort die Moränen der einzelnen Eiszeiten Verschiedenheiten besitzen, die man als Folge ihrer Altersverschiedenheit ansehen kann. Die ältesten, die am längsten der Tätigkeit der Sickerwässer ausgesetzt sind, sind am meisten verfestigt, die jüngsten am wenigsten. Es dringen in die älteren Moränen die gelben Adern, längs welcher eine Oxydation stattgefunden hat, tiefer ein als in die jüngeren; es sind in den älteren Moränen gewisse Geschiebe durchweg morscher als in den jüngeren. Unter solchen Umständen kann die von verschiedenen Beobachtern hervorgehobene Verfestigung der Liegendmoräne der Höttinger-Breccie, die wir S. 391 in konsequenter Befolgung unserer Methode der Altersbestimmung in die Riss-Würm-Zeit 'gestellt' haben, möglicherweise einen Anhalt gewähren, deren Alter mit grösserer Sicherheit zu bestimmen; sie trägt nämlich den Charakter von Mindel-Moränen. Die Zugehörigkeit der Breccie zur Mindel-Riss-Interglacialzeit müsste als gesichert gelten, wenn sich herausstellen sollte, dass die hangenden Schotter nicht zur Achenschwankung, sondern zu den weit verbreiteten Schottern im Liegenden der Würm-Moränen gehören sollten.

Der interglaciale Wald der Alpen.

Die fossile Flora, welche die massgebenden interglacialen Fundstellen gewährt haben, trägt einen im grossen und ganzen einheitlichen Charakter, lässt aber doch einzelne Verschiedenheiten erkennen. In der Schweiz (vergl. S. 581 und bei Neuweiler) schliesst sie sich der heutigen Flora eng an. Wir treffen im Mittellande

in 400—600 m Meereshöhe die auch heute dort herrschenden Waldbäume: die Tanne, Fichte und Kiefer, die Eiche, den Ahorn und die Birke; darunter mengte sich Gebüsch der Haselnuss. Das Vorkommen der Eibe (*Taxus baccata*), von *Brassica purpurea*, von *Trapa natans* und Buxbaum (bei Schaffhausen) schliesst den Gedanken ganz aus, dass die Schneegrenze damals tiefer gelegen haben könnte als heute. Auf der Südseite der Alpen hingegen hat die interglaciale Flora ein ausgesprochen illyrisches Gepräge (S. 820); die Edelkastanie kam in Höhen bis zu 800 m vor, in denen wir die Würm-eiszeitliche Baumgrenze anzunehmen haben; die Weinrebe gedieh, wie heute noch, an den Ufern des Iseosees; weit verbreitet war das Gebüsch des Buxbaums, sowie des grossblütigen pontischen Rhododendron, das heute den Alpen fremd ist. Dieses Gebüsch spielte auch im Innern der Alpen eine grosse Rolle; bei Hötting gedieh es noch massenhaft in 1150 m Höhe. Wie wenig die dort nachgewiesenen Pflanzen mit glacialem Klima vereinbar sind, haben wir S. 388 näher ausgeführt: sie verlangen eine um 2° höhere Jahrestemperatur und eine um 400 m höhere Lage der Schneegrenze, als heute für die Stelle gelten.

So sehen wir am Nordfusse der Alpen während der Interglacialzeit den typischen Wald des baltischen, im Süden den des illyrischen Florengebietes und im Innern bis 1150 m hinauf gleichfalls Pflanzen südöstlichen Gepräges; nicht der leiseste Anklang an die arкто-alpine Flora mengt sich dazwischen, welche sich später in der Würm-Eiszeit am Nordfusse der Alpen ausdehnte. Statt des Mammuts der Würm-Eiszeit begegnen wir dem Urelephanten, statt des wollhaarigen Rhinoceros dem Merckschen, statt des Rentiers dem Hirsch. So ist es auf der Nordseite der Alpen in der Schweiz (S. 581), wie auf der Südseite bei Pianico, wo allerdings der Urelephant nicht gefunden worden ist (S. 833). Ein Bild der Alpen in der Interglacialzeit muss ebenso das Pflanzenkleid des Gebirges in den Vordergrund rücken, wie eine Schilderung der eiszeitlichen Alpen deren Eismantel; eine gewaltige Verschiebung der Höhengürtel des Gebirges ist von der Interglacialzeit zur Glacialzeit erfolgt; sie scheint grösser gewesen zu sein, als die seither bis zur Gegenwart geschehene.

Diese gewaltige Verschiebung der Höhengürtel, zu welcher die Würdigung der glacialen und interglacialen Flora gebieterisch führt, haben diejenigen nicht im Auge, welche die interglacialen Ablagerungen der Alpen durch kleine Gletscherschwankungen erklären wollen. Gewiss kann bei der Schwankung eines in der Waldregion endenden Gletschers, wie wir solche nicht bloss in den Alpen, sondern auch in Neuseeland kennen, eine reiche Waldflora zwischen Moränen geraten und es kann sich der Wald selbst auf dem schuttbedeckten Gletscher ansiedeln, wie wir dies heute am Malaspinagletscher sehen. Aber die alpine Region, nämlich die zwischen Schnee- und Baumgrenze gelegene Höhenzone, ist darum nicht verschwunden, und der Versuch von Fritz Frech (bei E. Geinitz, *Das Quartär von Nordeuropa. Lethaea geognostica* III. Th., 2. Bd., I. Abt. Stuttgart 1904, S. 5), das interglaciale Profil von Hötting unter Hinweis auf den Malaspinagletscher durch das Verschwinden der alpinen (d. h. waldlosen) Region im Gebirge zu deuten, beruht im Grunde genommen auf der Verwechslung von Schneegrenze und Baumgrenze. Bei solcher Sachlage nimmt uns natürlich nicht wunder, wenn Frech unsere Ausführungen über die Verschiebungen der Höhengrenzen bei Hötting nicht würdigt; denn dieselben setzen die Kenntnis der Lehre von den Höhengürteln voraus.

Ältere Interglacialzeiten.

Unsere Ausführungen über den interglacialen Zustand der Alpen gelten zunächst für die Riss-Würm-Interglacialzeit, der wir die massgebenden interglacialen Fundstellen zuweisen. Sie dürften aber ohne weiteres auch für die Mindel-Riss-Inter-

glacialzeit zutreffen; denn wenn wir auch nicht zwischen Moränen gelagerte Interglacialgebilde kennen, die wir ihr unbedingt zuweisen müssten — wir wagen noch nicht, wie früher, es mit Hötting zu tun — so haben wir doch in den Schieferkohlen von Leffe im Gandinothale eine pflanzenführende Ablagerung kennen gelernt, die wir mit grosser Wahrscheinlichkeit hieher zu stellen haben (S. 839). Der Charakter der Flora von Leffe mit einer Wallnuss, der Rosskastanie und einer Weinrebe ist genau derselbe wie der der typischen Interglacialgebilde; aber die erheblich grössere Zahl ausgestorbener Arten spricht für höheres Alter. Eine Ablagerung, die wir mit einiger Sicherheit in die Günz-Mindel-Interglacialzeit rechnen müssten, kennen wir nicht; aber wir machen wohl keinen zu weit gehenden Analogieschluss, wenn wir für die älteste Interglacialzeit dasselbe annehmen, was wir für die jüngste erweisen, für die mittlere sehr wahrscheinlich machen konnten.

Der Löss.

Zu den interglacial gelagerten Gebilden im Umkreise der Alpen gehört auch der Löss, der vielfach in Lehm übergeht. Im Bereich des Salzachgletschers fanden wir solchen Lehm zwischen den Moränen der Riss- und Würm-Eiszeit (S. 155), und unter den Moränen der Würm-Eiszeit trafen wir bei Bianne östlich von Lyon echten fossilführenden Löss (S. 644). Dazu kommt, dass wir am gesamten Nordsaume der Alpen, von Wien bis Lyon, nirgends echten Löss oder gelben Lehm auf den Schottern und Moränen der Würm-Eiszeit fanden, während beide auf den Ablagerungen der älteren Eiszeiten regelmässig vorkommen. Aber die fossile Fauna des Löss trägt keinen interglacialen Charakter; sie birgt die arкто-alpinen Elemente der Eiszeit-Fauna und die paläolithischen Werkzeuge, die der Löss stellenweise enthält (S. 713), sind so nahe verwandt mit denjenigen, welche an das Ende der Würm-Eiszeit gehören, dass der Löss unmöglich gerade viel älter als letztere sein kann.

Dieser Widerspruch kann durch die Annahme beseitigt werden, zu der uns einige Argumente führten (S. 672), nämlich dass die Lössbildung wesentlich jünger als die Bildung der typischen Interglacialablagerungen ist und bis in die Würm-Eiszeit hinein stattfand (S. 713), dass der Löss also das typische Gebilde der Prä-Würmzeit ist. In der Tat schliessen einander die Entstehung des Löss und die dichte Bewaldung einer Interglacialzeit aus, beruht jene doch auf einer Verwehung staubigen Materials, wie sie nur in Gebieten mit dünner Vegetationsdecke möglich ist. Ob wir aber daran festhalten müssen, dass die Lössbildung einen eigenen Akt des Eiszeitalters darstellt, der mit den Eiszeiten nichts zu tun hat, wie wir S. 674 aussprachen, ist uns zweifelhaft geworden. Zwar hat unsere weitere Untersuchung bestätigt, dass der Löss kein notwendiger Begleiter der alpinen Glacialgebilde ist. Wie unterhalb Lyon im Gebiete der Provence, so trafen wir auch in der Poebene im allgemeinen keinen echten Löss mehr; nur um Turin begegneten wir solchem, aber dieser ist wie wir gesehen haben, wesentlich jünger als der nordalpine (S. 758) und die Lehme, welche auf den älteren padanischen Moränen und Schottern auftreten, unterscheiden sich ganz wesentlich durch ihre braunrote Farbe vom Lösslehm. Endlich begegneten wir zwar Lehmlagerungen auf den älteren Schottern der Gegend von Graz, aber echter Löss fehlt hier wie am gesamten Ostfusse der Alpen. Alle die genannten Gebiete waren, wie wir gesehen haben, während der Eiszeit dichtes Waldland, während die auf der Nordseite der Alpen befindlichen, in denen der Löss seine be-

deutendste Entwicklung zeigt, während der Eiszeit über der Baumgrenze gelegen waren. Ist nun der Löss eine subaërische Ablagerung, entstanden dadurch, dass die vom Winde bewegten Staubmassen durch niedrige Grasvegetation festgehalten wurden, so boten dafür die Hochflächen auf der Nordseite der Alpen während der Eiszeit günstige Bedingungen, nicht aber die Waldländer im Süden und Osten des Gebirges. Wenn der Löss während einer Eiszeit entstand, so musste er gerade dort zur Ablagerung kommen, wo er heute vorhanden ist, und dort nicht, wo er fehlt. Seine Verbreitung würde also nicht seiner Bildung während einer Vergletscherung widersprechen.

Dazu kommt, dass der Löss nördlich der Alpen gerade in den Thälern, in welchen die Schmelzwasser der Vergletscherung sich zum Meere bewegten, seine grösste Entwicklung zeigt, so längs der Donau, längs des Rheines und längs der Rhone bis dahin, wo sie ins Waldgebiet der Eiszeit floss. In unmittelbar benachbarten Gebieten ist er dagegen viel spärlicher vorhanden, so in Böhmen im Moldaugebiete, in Südwestdeutschland im Regnitz- und Neckarlande. Nahe liegt es, angesichts der überaus mächtigen Lössmassen der Gegend von Krems (S. 105), an verwehten Hochwasserschlamm der Donau zu denken, sowie den Löss der Mittelrheinebene auf den Rhein zurückzuführen. Aber es bleibt dann noch zu erklären, warum der Löss weder auf den Schottern noch auf den Moränen der letzten Eiszeit auftritt, während er in seiner typischen Ausbildung die Schotter der älteren Eiszeit häufig und deren Moränen gelegentlich bedeckt. Vielleicht hängt dies damit zusammen, dass während des Anwachsens der Vergletscherung, also während der Prä-Würmzeit, wesentlich andere klimatische Zustände herrschten als während des Schwindens.

Mag nun der Löss die spezifische Bildung einer Interglacialzeit oder einer beginnenden Glacialzeit sein, jedenfalls stellt er nördlich der Alpen keine einheitliche Formation dar. Wir haben besonders im Donaugebiete Anhaltspunkte gefunden, mehrere verschieden alte Lössse zu unterscheiden, wenn wir auch nicht jede Leimenzone (S. 112) als Verwitterungsschicht deuten, die verschieden alte Lössse trennt. Es gehört die Lössbildung zu den periodisch wiederkehrenden Erscheinungen des Eiszeitalters, die aber nach der letzten Vergletscherung nur ganz lokal wieder eingesetzt hat. Nur örtlich treffen wir z. B. bei Innsbruck (S. 351) oder am Langensee (S. 814) einen Lehmanflug oder im St. Gallischen Rheinthale (S. 440) und im Wallis (S. 637) eine lössähnliche sandige Ablagerung; lediglich bei Turin kann man von einem ausgedehnteren Vorkommen postglacialen Lösses sprechen (S. 758), dem aber die Reste der charakteristischen Löss-Säugetierfauna fehlen.¹⁾

Wir beschränken uns auf diese wenigen Bemerkungen, da wir an dieser Stelle nicht das ganze Problem der Lössbildung aufrollen können. Seine Lösung ist in den Gebieten zu gewinnen, in denen der Löss seine grösste Entwicklung besitzt, und diese kommen nur an ihrem Saum mit den Gletschergebieten in Berührung. Lediglich in der Umgebung von Lyon reicht echter fossilführender Löss bis an das Jungmoränengebiet heran; sonst ist es gewöhnlich gelber Lehm, der sich über den Altmoränen und den zugehörigen Schottern erstreckt. Es gilt auch nur für die Nähe der Alpen, dass sich der Löss in einem Abstände von 500—800 m unter der eiszeitlichen Schneegrenze hält; die grossartigen Lössmassen zwischen Donau und Drau im pannonischen Becken befinden sich viel tiefer darunter. Gleiches gilt vom Löss der Moldau und dem von Südrussland. Es wird von grösster Bedeutung sein, diese Lössablagerungen Osteuropas näher kennen zu lernen;

1) P. L. Prever (Sulla costituzione dell' anfiteatro morenico di Rivoli. Mem. R. Acc. d. Sc. Turin. 2. LVIII 1907) unterscheidet bei Turin drei verschiedene Moränengürtel; er verweist die Hauptmasse des Lösses in sein zweites Interglacial und nur einen kleinen Teil ins Postglacial.

denn sie entfernen sich am weitesten von den Gletschergebieten der Eiszeit, was allerdings die Möglichkeit nicht ausschliesst, sie mit den Vergletscherungen in Beziehung zu bringen (Vergl. meine Ausführungen über die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit. *Résultats scientifiques du Congrès international de Botanique 1905.* S. 12). Erst wenn das Verhältnis dieser Lössbildungen zu denen nördlich der Alpen völlig aufgeklärt sein wird, wird man über Alter und Entstehung des Lösses mit Sicherheit urteilen können.

Verschiedene Dauer der Interglacialzeiten.

Die Interglacialzeiten, die wir unterschieden haben, erscheinen nicht als Epochen von gleicher Dauer. Die Summe geologischer Arbeit, die in der Mindel-Riss-Interglacialzeit geleistet worden ist, ist so viel grösser, als die in der Riss-Würm-Interglacialzeit bewirkte, dass wir zur Annahme einer höchst unwahrscheinlichen Potenzierung geologischer Kräfte in jener Epoche greifen müssten, wenn wir beide Epochen als gleich lang betrachten wollten¹⁾. Die grosse Verschiedenheit der in Frage kommenden geologischen Arbeit äussert sich in folgendem:

1. Rings um die Alpen herum liegen dort, wo die Schotter der vier Eiszeiten in Form von Terrassen auftreten, die der beiden älteren Eiszeiten erheblich höher, als die der beiden jüngeren; sie sind in der Regel von den letzteren durch einen Ausbiss älteren Gesteins getrennt, während die Niederterrassenschotter der Würm-Eiszeit vielfach nur wenig tief in die Hochterrassenschotter der Riss-Eiszeit eingesenkt sind. Die Thalbildung zwischen der Mindel- und der Riss-Eiszeit ist erheblich grösser gewesen, als die zwischen der Riss- und der Würm-Eiszeit.

Dies ist so allgemein der Fall, dass wir am Anfange unserer Untersuchungen (S. 48) wegen ihrer Höhenlage die Schotter der beiden älteren Eiszeiten als ‚älteren und jüngeren Deckenschotter‘ den ‚Hoch-‘ und ‚Niederterrassenschottern‘ der beiden jüngeren Eiszeiten gegenüberzustellen vermochten. Wir haben diese Namen weiterhin allgemein als synonym mit Günz- und Mindel-, Riss- und Würm-Schottern gebraucht, obwohl die Höhenlage der Schotter zu einander, wie wir gesehen haben, nicht in allen Fällen diesen Namen entspricht.

2. Die Schotter und Moränen der beiden älteren Eiszeiten sind im Durchschnitte stärker verkittet als die der beiden jüngeren Eiszeiten. Das gilt nicht bloss für die Schweiz, wie S. 464 hervorgehoben, es gilt rings um die Alpen. Das häufige Vorkommen von Geröllen löcheriger Nagelfluh (S. 34) aus den conglomerierten Schottern der Günz- und Mindel-Eiszeit hat uns vergewissert, dass die Verkittung der beiden älteren Schotter schon vor Ablagerung der beiden jüngeren vollendet war.

Die typischen Vorkommnisse ‚diluvialer Nagelfluh‘ und von ‚Ceppo‘ in Oberitalien gehören zu den beiden älteren Vergletscherungen (S. 788). Das schliesst nicht aus, dass dann und wann auch die Schotter der beiden jüngeren Vergletscherungen in ähnlicher Weise cementiert sind, weswegen es nicht angeht, ohne weiteres verkittete Schotter für alt, lose Schotter für jung zu halten.

3. Die Schotter und Moränen der beiden älteren Eiszeiten sind viel stärker verwittert, als die der beiden jüngeren. Am deutlichsten tritt uns dies im Pogegebiete entgegen, wo sich die ‚Ferretisierung‘ auf die Gebilde der älteren Eiszeiten beschränkt und nicht auf die der jüngeren erstreckt (S. 766, 974). Aber auch auf dem nördlichen Alpenvorlande fanden wir gelegentlich die Deckenschotter gänzlich verwittert und in Rotkies verwandelt (S. 32, 464). Hier wie da liess sich zeigen, dass diese tiefgründige Verwitterung vor Eintritt der Riss-Eiszeit vollendet war (S. 398, 767, 787, 871).

4. Wo im Gebiete des Salzach-, Inn- und Illergletschers die Moränen der Mindel-Eiszeit oberflächlich hervortreten, sind sie viel stärker abgetragen, als die der beiden

1) A. Penck, Das Alter des Menschengeschlechtes. Zeitschrift f. Ethnologie 1908. S. 390

späteren Eiszeiten; sie haben ganz und gar die Form der Moränen verloren und geben sich lediglich durch ihre Zusammensetzung als solche zu erkennen.

5. In der Schweiz haben wir sowohl im Mittellande (S. 519), als auch in der Mündung des Linth-, Reuss- und Rhonethales (S. 566), dann auch im Rhonethale selbst (S. 609) Überreste eines alten Thalbodens kennen gelernt, den wir der Mindel-Riss-Interglacialzeit zuweisen mussten. Daraus, dass wir ihm keinen entsprechenden Thalboden der Riss-Würm-Interglacialzeit zur Seite stellen können, haben wir auf eine viel längere Dauer der Mindel-Riss-Interglacialzeit geschlossen (S. 519, 601).

6. Im Klagenfurter Becken sind die Ablagerungen der Mindel-Riss-Interglacialzeit viel bedeutender als die der Riss-Würm-Interglacialzeit (S. 1110 ff.) und auch hier entwickeln sich breite Gesimse der Mindel-Riss-Interglacialzeit.

Mag jedem einzelnen der hier mitgeteilten Gründe nicht unbedingte Überzeugungskraft innewohnen, so müssen wir doch aus ihnen insgesamt schliessen, dass die Mindel-Riss-Interglacialzeit ganz erheblich länger als die Riss-Würm-Interglacialzeit gewesen ist. Nach der Intensität der Verwitterung des Münchener Deckenschotters unter den Schottern der Riss-Eiszeit im Vergleich zur Verwitterung der letzteren unter den Würm-Schottern (S. 66) können wir das Verhältnis der Dauer der beiden Interglacialzeiten auf etwa 4 : 1 veranschlagen.

Die Postglacialzeit in ihrem Verhältnis zu den Interglacialzeiten.

In ähnlicher Weise wie sich die Dauer der Mindel-Riss-Interglacialzeit wesentlich länger als die der Riss-Würm-Interglacialzeit ergibt, erweist sich die letztere als erheblich länger, als die gesamte seit der Würm-Eiszeit verstrichene Zeit. Jugendlich frisch stehen die Würm-Moränen da, ihre Moränenform ist gewöhnlich nahezu unverletzt. Dagegen haben die Riss-Moränen ihre Form schon gutenteils verloren; noch verrät sich zwar durch die Anordnung ihrer Rücken ihr Ursprung aus Endmoränen; aber all die kleinen Wannen und Kuppen, welche in launenhafter Weise die Jung-Endmoränenlandschaft auszeichnen, fehlen ihnen (S. 125). In der lange eingebürgerten Unterscheidung von Jung- und Altmoränen ist die Verschiedenheit der Würm- und Riss-Moränen klar zum Ausdrucke gebracht und damit der erste erfolgreiche Versuch unternommen worden, die Formen der Erdoberfläche nach ihrem morphologischen Alter zu klassifizieren. Geht in den Jung-Moränen das glaciale Material unverwittert zutage, so ist es in den Altmoränen oberflächlich stark verwittert, und diese verwitterte Haube taucht unter die Jungmoränen unter (S. 155, 870). Die Riss-Moränen waren also schon vor Ablagerung der Würm-Moränen morphologisch gealtert. Ebenso verhält es sich mit den Schottern der Riss-Eiszeit im Vergleiche zu denen der Würm-Eiszeit. Die Hochterrassen sind nicht bloss stärker zerschnitten, sondern auch stärker verwittert als die Niederterrassen. Wiederholt haben wir die nur leicht verwitterten Schotter der letzteren auf viel stärker verwittertem Schotter der Riss-Eiszeit aufliegend gefunden, so z. B. in der Gegend von München (S. 66) und am Oglio (S. 827). Sicher war die Riss-Würm-Interglacialzeit mehrmals so lang wie die Post-Würmzeit; wir schätzen das Verhältnis ihrer Dauer nach den Aufschlüssen bei München auf mindestens 3 : 1. So erhalten wir wenigstens eine ungefähre Vorstellung der Zeiträume des Eiszeitalters. Setzen wir die Dauer der seit der Würm-Eiszeit bis zur Gegenwart verflossenen Zeit gleich 1, so müssen wir die Dauer der letzten Interglacialzeit mindestens zu 3, die der vorletzten mindestens zu 12 veranschlagen.

Wir haben keine Anhaltspunkte gewinnen können, um in ähnlicher Weise die Dauer der ältesten Interglacialzeit zwischen der Günz- und Mindel-Eiszeit zu schätzen. Aus der gewöhnlich benachbarten Höhenlage der beiden Deckenschotter, die in ähnlicher Weise nebeneinander vorkommen, wie die Hoch- und Niederterrassenschotter, möchten wir schliessen, dass zwischen ihrer Ablagerung kein wesentlich grösserer Zeitraum verstrichen ist, als zwischen der Riss- und der Würm-Eiszeit.

Dauer der Eiszeiten.

Ob auch die einzelnen Eiszeiten von ungleicher Dauer waren wie die Interglacialzeiten, können wir ebensowenig entscheiden, wie wir ihre Dauer mit der der Interglacialzeiten zu vergleichen vermögen. Lediglich eines kann als einigermassen gesichert gelten, nämlich dass die Vergletscherungen sich geraume Zeit in ihrem Maximalstand hielten. Am schlagendsten tritt dies für die Würm-Eiszeit entgegen, deren Grenzen allenthalben durch einen ansehnlichen Jung-Endmoränenwall gekennzeichnet werden; an diesen lehnt sich der Übergangskegel, und nun schliessen sich die gewaltigen Schottermassen der Niederterrassen an, die wir weithin zu verfolgen vermochten, ganz zu schweigen von den Massen von Gletscherschlamm, die teilweise vielleicht, vom Winde verweht, im Löss vorliegen, teilweise aber gewiss bis ins Meer gefrachtet worden sind. In geringem Abstände hinter dem Jung-Endmoränenwalle folgen weitere Kränze von Jungmoränen und weiterhin die ausgedehnten Moränendecken. Gewaltig gross ist die während des Maximums der Würm-Eiszeit abgelagerte Gesteinsmasse; sie zeugt von einer ansehnlichen Erniedrigung des Gebirges und, wie gross wir auch die erodierende und transportierende Kraft des Eises veranschlagen, von einer langen Dauer der Eiswirkung. Ähnlich verhält es sich für das Maximum der Riss-Eiszeit, nur dass diese noch grössere Moränenmassen herbeigebracht zu haben scheint; auch ihre Schotter repräsentieren, sobald wir uns deren Terrassen ergänzt denken, ein grösseres Volumen. Man möchte daher meinen, dass die Riss-Eiszeit länger gedauert habe als die Würm-Eiszeit. Gleiches könnte von der Mindel-Eiszeit behauptet werden angesichts der grossen Moränenmassen, welche sie im deutschen Alpenvorlande zu den Altmoränen beisteuert, und der gewaltigen Schottermengen, welche der rekonstruierte jüngere Deckenschotter repräsentiert. Selbst für die in ihren Moränen so dürtig bekannte Günz-Vergletscherung lässt sich aus den grossen Massen älteren Deckenschotters auf eine längere Dauer schliessen. So erscheint uns denn das Eiszeitalter als eine Periode, in welcher Eiszeiten von längerer Dauer mit verschieden lang anhaltenden Interglacialzeiten wechselten. Zwischen die Eiszeiten und Interglacialzeiten aber schalten sich Übergangszeiten (S. 373) ein. Diese nennen wir nach den Eiszeiten, die ihnen folgen oder vorangehen, und sprechen von einer Prä-Günz- und einer Post-Günz-Zeit usw.

Die Post-Würm-Zeit.

Zwischen dem Gürtel der Jung-Moränen, in dem sich gewöhnlich ein älterer und ein jüngerer, in der Schweiz aber (S. 559), am Tagliamentogletscher (S. 1009) und im Draugebiete (S. 1093) noch ein dritter Moränenkranz oft recht deutlich sondern, und den heutigen Gletschern begegnen wir wiederholt einzelnen Endmoränen, welche auf ein stationäres Verhalten von Gletscherenden, auf Unterbrechungen im Rückzuge der Würm-Vergletscherung deuten. Wir haben dementsprechend von Rückzugsstadien gesprochen, womit wir durchaus nicht ausschliessen wollen, dass ein solches Stadium selbst mit einem Vorstosse in Zusammenhang steht.

Wie unregelmässig diese einzelnen Rückzugsmoränen auch auf den ersten Blick verteilt zu sein scheinen, so bot uns doch schon die Untersuchung der nördlichen Ostalpen Gelegenheit, drei wichtigere Stadien zu trennen, die sich jeweils durch ein Emporheben der Schneegrenze um rund 300 m von einander und vom Maximum der Würm-Eiszeit unterscheiden (S. 333 und 373). Diese Trennung hat sich dann in der Schweiz bewährt; es hat sich hier gezeigt (S. 635), dass von 65 Stadien, die wir untersuchten, 5 auf eine Schneegrenze von 850—950 m, 22 auf eine solche von 550—650 m, 24 auf eine solche von 250—350 m unter der heutigen weisen. Fast $\frac{4}{5}$ aller betrachteten Fälle ordnen sich um die Mittelzahlen von 900 m, 600 m und 300 m, die uns schon in den Ostalpen entgegengetreten waren, und die uns die mittleren Depressionen der Schneegrenze für das Bühl- (S. 317), das Gschnitz- (S. 343) und das Daun-Stadium (S. 347) darstellen. Eine eingehende Betrachtung der Rückzugsstadien im Etschgebiete (S. 948) hat uns dann neuerlich vergewissert, dass sich auch hier drei grosse Rückzugsstadien erkennen lassen, deren Spuren uns auch sonst, manchmal allerdings in lückenhafter Weise, entgegengetreten sind.

Inwieweit die Depression der Schneegrenze für die einzelnen Stadien regionale Verschiedenheiten aufweist, haben wir S. 636 erörtert; die dort ausgesprochene Mutmaßung, dass die Depression in zentralen Alpentteilen wegen der relativen Trockenheit der dortigen Thäler etwag geringer war als sonst, hat sich seither für das Gebiet der Gurktaleralpen (S. 1138) bestätigt.

Es sind namentlich die kleineren Gletscher, deren Rückzugsstadien in deutlichen Endmoränenwällen vorliegen, und für welche wir auch die zugehörige Depression der Schneegrenze nach den S. 234 und 545 entwickelten Verfahren näher bestimmen können. Im Bereiche der grossen Alpenthäler sind die Endmoränenwälle vielfach stark erodiert, und die Festlegung der Rückzugsstadien begegnet hier Schwierigkeiten. Immerhin konnten wir im Thale des Inn (S. 318), im Berchtesgadener Lande (S. 360), im Salzkammergut (S. 364), im Rheinthale (S. 434), im Linththale (S. 528), im Reussthale (S. 542), im Aarethale (S. 574), im Rhonethale (S. 571 und 625), im Arvethale (S. 572), im Durancethale (S. 728) und schliesslich im Etschthale (S. 924), sowie im Drau- (S. 1117) und Murthale (S. 1132) Moränen nachweisen, die ihrer Lage nach dem Bühlstadium entsprechen, allerdings ohne dass uns überall möglich gewesen wäre, dies durch Bestimmung der zugehörigen Schneegrenzen sicher zu stellen. Auch sind die Spuren der Endmoränen nicht überall gleich deutlich. Sind die des Aarethales am Nordende des Thuner Sees in so ausgezeichneter Weise entwickelt, dass sie Desor als Modell für die Moränenlandschaft dienten, so bestreitet, unseres Erachtens allerdings mit Unrecht, Ampferer, dass im Innthale Bühl-Endmoränen vorliegen und im Rheinthale sind nur schwache Rudimente von solchen zu erkennen. Aber die grosse Endmoräne von Eppan im Etschthale lehrt uns, wie vollständig ansehnliche Endmoränen im Hauptthale zerstört werden können; sie hat sich nur neben dessen Sohle auf einer Terrasse erhalten (S. 924). Eine dann und wann in unseren Darlegungen entgegnetretende Unsicherheit über die Grenzen des Bühlstadiums kann deswegen noch nicht Zweifel an dessen Vorhandensein begründen.

Interstadialbildungen.

Die Beantwortung der Frage, inwieweit die Rückzugsstadien der Post-Würmzeit mit Vorstössen in Verbindung zu bringen sind, hängt von der Möglichkeit des Nachweises von Interstadialbildungen ab. Als Interstadialbildungen haben wir alle zwischen zwei Moränen gelagerten Schichten angesehen, welche nicht durch

gewisse Merkmale als interglaciale erwiesen wurden (vgl. oben S. 1156). Weiter haben wir das Alter der sohin mehr in negativer, als in positiver Richtung charakterisierten Interstadialbildungen nach dem Alter der Hangendmoräne bestimmt. Gehörte diese dem Maximum der Würm-Vergletscherung an, so sprachen wir von einer Schwankung der letzteren; gehörte sie zu den Moränen des Bühlstadiums, so sprachen wir von einer diesem vorausgegangenen Schwankung des Eises, die auf das Maximum der Vergletscherung folgte. Auf diese Weise unterschieden wir im Norden der Ostalpen zwei bedeutende Interstadialzeiten, eine in das Maximum der Würm-Eiszeit fallende Laufenschwankung (S. 157) und im Innthalgebiete eine dem Bühlstadium vorausgegangene Achenschwankung (S. 333). Diese Einteilung hat sich im Gebiete der helvetischen und rhodanischen Gletscher bewährt; die Schieferkohlen von Uznach (S. 532) liessen sich gleich denen von Gross-Weil am Kochelsee in Oberbayern (S. 338) in die Achenschwankung verweisen, wogegen weiter westlich die Schieferkohlen von Chambéry (S. 688) sowie die Schichten von Eybens bei Grenoble (S. 689) in eine Schwankung der Würm-Eiszeit gestellt wurden (S. 691).

Es hat uns bei dieser Aufteilung durchaus nicht gestört, dass die Schieferkohlen der Alpen auf verschiedene Horizonte verteilt wurden; denn es ist a priori denkbar, dass Kohlenbildung in den verschiedensten Zeiten, bei interglaciale, wie auch bei interstadialem Klima, einsetzte; bilden sich doch auch heute noch Torflager in den verschiedensten Höhen in sehr verschiedenen Abständen von der Waldgrenze. Aber es hat unsere Untersuchung wesentlich beeinträchtigt, dass wir über die fossile Flora einzelner Vorkommnisse von Schieferkohlen entweder gar nicht oder doch nur dürftig unterrichtet waren. Wo letzteres der Fall war, haben wir selbstverständlich von Fall zu Fall untersucht, ob die bekannt gewordene Flora zu unserer Interpretierung der Ablagerung passte; aber wir konnten uns der Überzeugung nicht verschliessen, dass bei weiterem Fortgange der Forschung unsere Aufteilung der Schieferkohlen auf verschiedene Horizonte Berichtigungen erfahren könnte. Hat wirklich ein Wechsel von glacialen und interglacialen Zeiten während des Eiszeitalters stattgefunden, so müssen wir gewärtigen, dass manches von dem, was wir der Vorsicht halber als interstadial gedeutet haben, sich als interglacial erweisen werde. Dass dies mit den Kohlen von Uznach geschehen und für die von Chambéry möglich ist, haben wir schon S. 1157 berichtet. Wir möchten aber deswegen noch nicht das Kind mit dem Bade ausschütten und nun alles, was wir an pflanzenführenden Ablagerungen als interstadial bezeichnet haben, ohne weiteres als interglacial hinstellen; wir wollen vielmehr die Ergebnisse einschlägiger Untersuchungen abwarten und hier nur betonen, wie gross die Bedeutung der Erforschung der alpinen Schieferkohlen für die Festlegung des Ganges der Ereignisse während des Eiszeitalters ist.

Es sind namentlich ausgedehnte, zwischen Moränen gelagerte lose Schottermassen gewesen, die uns auf beträchtliche, während des Maximums der Würm-Eiszeit und bald danach erfolgte grosse Gletscherschwankungen folgern liessen. Auf der Nordseite der Alpen bot es keine Schwierigkeiten, die letzteren einschlägigen Vorkommnisse auf die Laufen- und die Achenschwankung zu verteilen, und nur selten waren die Stellen, wo wir unsicher darüber waren, was wir vor uns hatten, wie z. B. im Brixenthale bei Hopfgarten (S. 321). Aber auf der Süd- und Ostseite der Alpen haben

wir den Nachweis dieser beiden grossen Schwankungen im allgemeinen nicht zu führen vermocht; lediglich im Isonzogebiete konnten wir von einer Laufenschwankung sprechen (S. 1034). Im Etschgebiete mussten wir Schuttkegel, ganz ähnlich denjenigen, die wir im Innthale in die Achenschwankung verwiesen, als interglaciale deuten (S. 921) und im Draugebiete erstrecken sich Schotter ganz vom Charakter der interstadial gelagerten der Nordseite der Alpen aus dem mutmasslichen Gebiete der Laufenschwankung in das mutmassliche der Achenschwankung hinein und weisen auf eine Gletscherschwankung von solcher Ausdehnung, dass wir dieselbe für interglacial und nicht für interstadial erachten müssen. Unter solchen Umständen drängt sich die Frage auf, ob nicht auch vielleicht die Schotter, die uns an der Nordseite der Alpen auf die Laufen- oder die Achenschwankung schliessen liessen, und die wir mit zwei verschiedenen Gletschervorstössen in Zusammenhang brachten, lediglich auf einen einzigen Gletschervorstoss zurückzuführen sind. Sind sie vielleicht gleich den Schottern, die wir vielfach sonst, z. B. im Bereiche der Jungmoränen des Rhonegletschers (S. 560—566 und 693), am Langensee bei Porto Valtravaglia (S. 813), bei Portese am Gardasee (S. 876), sowie im Bereiche des Etschgletschers (S. 952) fanden, vor dem Eintritt der Würm-Vergletscherung abgelagert worden? Letzteres nahmen wir früher an, als wir die grosse Masse der unter den Jungmoränen befindlichen Schotter als ‚Untere Glacialschotter‘, entstanden bei Herannahen der letzten Vergletscherung, deuteten.¹⁾

Indem wir diese Frage aufwerfen, wissen wir wohl, dass gerade an der Stelle, wo wir am meisten genötigt waren, die interstadiale Achenschwankung aufzustellen, nämlich im Innthale, O. Ampferer neuerlich zu anderen Ansichten als wir gekommen ist. Ampferer hat die Innthalterrasse eingehend untersucht und seine ersten Arbeiten darüber stehen im wesentlichen auf dem Boden unserer S. 333 geäusserten Anschauungen. (Studien über die Innthalterrassen. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. LIV. 1904. S. 91. Aus der geologischen Geschichte des Achensees. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. 1905 S. 1). Aber in seinen ‚Glacialgeologischen Beobachtungen im unteren Innthale‘ (Zeitschr. für Gletscherkunde II. 1907. S. 29) kommt er zum Ergebnis, dass die Innthalterrasse nicht ein Stauungsphänomen, entstanden beim ungleichen Anwachsen einer Vergletscherung, sondern ein Teil einer grossen allgemeinen Schutttaufstauung sei, welche letztere er kürzlich auf tektonische Bewegungen, auf ein zeitweiliges Rücksinken der Alpen zurückführte, das vor der Würm-Eiszeit erfolgt sein soll: (Über die Entstehung der Innthalterrassen. Verhandlungen k. k. geolog. Reichsanstalt Wien. 1908. S. 87). Ampferer meint, dass im Innthale kein Bühlstadium nachweisbar sei; im Kirchbichler Wald (S. 318) lägen keine Endmoränen, sondern nur bloss eine nachträglich stark erodierte Schotterterrasse vor. „End- oder Ufermoränen müssen zu grossem Teil aus eckigem Material bestehen“. Weil solches im Kirchbichler Walde fehlt, liege hier keine Endmoränenlandschaft vor. Ampferer verweist auf die Zusammensetzung der γ - und δ -Endmoränen; aber er zieht nicht die der Würm-Endmoränen oder der Endmoränen des β -Stadiums an anderen Orten, z. B. am Thuner See, in Betracht, die ganz und gar der der Ablagerungen des Kirchbichler Waldes gleicht; er würdigt ferner nicht die Formen dieser Ablagerungen. Seine Darlegungen haben uns um so weniger davon überzeugt, dass das Bühlstadium gerade an dem Orte nicht vorhanden sein soll, an dem es von uns aufgestellt worden ist, als wir es weithin in den Alpen haben nachweisen können. Auch finden wir seinen Erklärungsversuch, die Schotter unter den Würm-Moränen auf ein zeitweiliges Einsinken der Alpen zurückzuführen, keineswegs hinreichend begründet. Aber wir freuen uns aufrichtig über das reiche Beobachtungsmaterial, welches Ampferer zusammengetragen hat. Dasselbe stimmt, was den Aufbau der Innthalterrasse anbelangt, mit dem unseren in der Hauptsache überein. Ampferer zeigt gleichfalls, dass an der Basis unserer Terrasse Schuttkegel der Seitenthäler auftreten; aber er legt kein Gewicht auf die mächtigen lacustren

1) Penc k, Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882, S. 142; Brückner, Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien 1886, S. 101.

Ablagerungen, die wir in ihr nachwiesen. Dagegen betont er, dass die Hangendmoränen sich in zusammenhängender Weise von der Terrasse bis hoch hinan an den Gehängen weit über die mutmassliche Höhe des Bühlstadiums hinaufziehen. Das wäre von grosser Bedeutung, wenn es an der Hand eines grossen zusammenhängenden Profiles nachgewiesen und nicht lediglich durch die Kartierung der Oberflächen-Verbreitung der Moränen festgestellt wäre; denn dabei ist es vielfach nicht möglich, verschieden alte Moränen von einander zu trennen.

Halten wir also auch durch die neuesten Arbeiten Ampferers unsere Ausführungen über die Entstehung der Innthalterrasse für keineswegs widerlegt, so müssen wir doch gerade letztere als die Stelle bezeichnen, wo sich das Verhältnis von Laufen- und Achenschwankung am ehesten feststellen lassen wird. Die Laufenschwankung lernten wir am Inn unterhalb Rosenheim kennen (S. 138); 25 km weiter aufwärts fanden wir die Schotter am Jenbache, die wir ihr gleichfalls zuweisen konnten; weitere 10 km aufwärts setzen die Endmoränen des Kirchbichler Waldes ein, und abermals etwas mehr als 10 km aufwärts sind wir im Brixenthale zweifelhaft, ob Schotter der Laufen- oder der Achenschwankung vorliegen (S. 321), während wir die gleichfalls zwischen Moränen gelagerten Schotter des Innthales der Achenschwankung zuweisen. Dieselbe Schichtfolge erfährt von uns hier verschiedene Deutungen; denn es fehlt an der Möglichkeit stratigraphisch nachzuweisen, dass der Schotter ein und demselben geologischen Zeitabschnitte angehört; er bildet lediglich isolierte Vorkommnisse, welche a priori ebensowohl als Bruchstücke einer einheitlichen Bildung aufgefasst wie auf Wiederholungen desselben Bildungsvorganges zu verschiedenen Zeiten zurückgeführt werden können. Vielleicht gelingt es auf paläontologischem Wege, hier Zusammenhänge oder Trennungen nachzuweisen: noch harren die Schieferkohlen von Wasserburg, sowie die der Innthalterrasse (S. 332) und der Brixenthaler Verbauung (S. 321) der näheren Untersuchung. Unsere Aufsammlungen an der letzteren Stelle hatte Herr Professor A. C. Weber in Bremen die Freundlichkeit zu untersuchen. „Es ergibt sich, dass wenigstens ein Teil des Diluvialtorfs von Hopfgarten dem ehemaligen Vorhandensein eines Sphagnetum seine Entstehung verdankt, und dass damals auf dem sich bildenden Moore reichlich eine Fichten- und eine Föhrenart wuchs. Dagegen fehlten Laubbäume dort gänzlich; denn die vereinzelt angetroffenen Blütenstaubkörner einer Eiche und Erle können auch aus weiter Ferne vom Winde herbeigeschafft worden sein.“ Dies Ergebnis mühsamer Untersuchung von Proben, die ich auf den Halden der auflässigen Bergwerke sammelte, trägt allerdings nichts zur Aufhellung des Alters der Ablagerung, ob interstadial oder interglacial, bei; es lehrt nur, dass im Brixenthale zur Zeit der Terrassenbildung die Baumgrenze über 700 m hoch, also höher als während der Würm-Eiszeit gelegen hat, und zu gleicher Folgerung berechtigt der Nachweis der Fichte bei Ampass (S. 332); aber man darf wohl gewärtigen, dass bei systematischer Ausbeute mehr gefunden werden wird. Möchte eine solche recht bald geschehen und möchte man nötigenfalls an den angegebenen Orten die Florenreste des Eiszeitalters durch Ausgrabungen zu gewinnen trachten; denn es handelt sich nicht bloss darum, ob wir es hier mit interstadialen oder interglacialen Gebilden zu tun haben, sondern zugleich um die Fixierung des Alters der Höttinger Breccie. Im Liegenden der Innthalterrasse befindlich müsste diese, falls letztere schon vor dem Eintritt der Würm-Vergletscherung aufgeschüttet wurde, in die Mindel-Riss-Interglacialzeit verlegt werden, so wie wir es 1882 taten. Die Höttinger Breccie aber ist nur ein Vorkommnis aus einer grossen Reihe von Gehängebreccien, deren weite Verbreitung in den nördlichen Kalkalpen O. Ampferer kürzlich geschildert hat (Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. LVII. 1907. S. 727).

Die Klimakurve des Eiszeitalters.

Den endgültigen Entscheid über das Verhältnis der der Achen- und Laufenschwankung zugewiesenen Ablagerungen zu einander und zu den unter den Würm-Moränen auftretenden Schottern zukünftigen Untersuchungen überlassend, beschränken wir uns hier darauf zu betonen, dass sie, wie auch ihr Ergebnis sein mag, den Nachweis eines Bühlstadiums beim Rückzuge der Vergletscherung nicht beeinträchtigen, sowie auch unseren in einer Reihe von Fällen geführten Nachweis unberührt lassen, dass unser Stadium mit einem Gletschervorstosse verbunden war. Es wird sich nur darum handeln zu entscheiden, ob dieser Vorstoss so gross war, wie wir auf der Nordseite

der Alpen nachweisen zu können glaubten, oder kleiner, und ob während des Maximums der Würm-Eiszeit grössere oder nur kleinere Klimaschwankungen vorkamen. Gleich dem Bülstadium sind auch die jüngeren Stadien, das Gschnitz- und das Daun-Stadium, wie wir besonders noch im Etschgebiete nachwiesen (S. 951), mit Vorstössen verknüpft; denn ihre Moränen sitzen auf Schottersockeln auf. Insbesondere hat sich an zwei Stellen gezeigt, dass das Daun-Stadium einem Vorstosse entspricht, dem wahrscheinlich eine mildere Zeit vorangegangen ist (S. 732, 927). Die Klimakurve des Eiszeitalters zeigt in der Post-Würm-Zeit keinen stetigen Übergang von den glacialen zu den heutigen Umständen, sondern sie beschreibt Oszillationen. Es interferieren mit den grossen Schwankungen der Glacial- und Interglacialzeiten kleinere, über deren Umfang wir noch im Unsicheren sind. Wir erhalten jene Klimakurve (Fig. 136), indem wir als Abszissen die ungefähre Dauer der einzelnen Zeiträume des Eiszeitalters auftragen; dabei setzen wir die uns noch unbekannte Dauer der Würm-Eis-

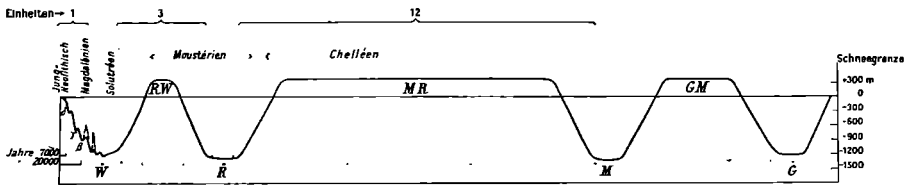


Fig. 136. Klimakurve des Eiszeitalters.

zeit provisorisch gleich der der Riss-Würm-Interglacialzeit, die der Riss- und der Mindel-Eiszeit aber etwas grösser an; wir nehmen ferner an, dass alle Übergangszeiten von gleicher Länge gewesen seien wie die Post-Würmzeit, an deren Ende wir leben und die uns als Masseinheit der Schätzung der Interglacialzeiten diene. Letztere sind bei dieser Schätzung von einer Eiszeit zur nächsten, also einschliesslich der Übergangszeiten gerechnet worden. Als Ordinaten tragen wir die Schneegrenzhöhen ab, die wir für die einzelnen Eiszeiten und Rückzugsstadien ermittelten; für die Interglacialzeiten nehmen wir dabei allgemein den Wert, den uns die Höttinger Breccie gewährte, ohne damit behaupten zu wollen, dass alle Interglacialzeiten gleich warm gewesen seien. Für die Interstadialzeiten deuten wir durch doppelte Zeichnung der Kurve die Unsicherheit unseres Ergebnisses betreffend die Grösse des Rückzuges an.

Absolute Dauer der Post-Würmzeit und des gesamten Eiszeitalters.

Unsere Klimakurve des Eiszeitalters enthält als Abszissen lediglich relative Zeiträume und es fehlt einstweilen an Anhaltspunkten, die Periodizität der von ihr dargestellten Klimaschwankungen durch bestimmte astronomische Erscheinungen in absolutem Zeitmass festzulegen. Möglicherweise bieten die in engeren Intervallen auf einander folgenden Stadien einmal die Möglichkeit, eine exaktere chronologische Basis zu gewinnen, wenn sich nämlich zeigen sollte, dass sie streng periodisch wiederkehren. Einstweilen sind wir ganz und gar auf Schätzungen angewiesen, welche jeweils von der heute unter unseren Augen in einem absolut bestimmten Zeitraum geleisteten geologischen Arbeit ausgehen; wir dividieren mit dieser in die in einer bestimmten Epoche geleisteten Arbeit. Es ist oft genug auf die Unsicherheiten dieses Verfahrens hingewiesen worden; aber es ist das einzige, das uns zur Verfügung steht.

Nach den Schätzungen von A. Heim über das Anwachsen des Muotadeltas beläuft sich der seit Ablagerung der Bühl-Moränen im Vierwaldstätter See

verstrichene Zeitraum etwa auf 16 000 Jahre (S. 543), und wenn die Magdalénien-Niederlassung am Schweizersbild, wie wir Gründe haben anzunehmen (S. 426), nicht älter als das Bühlstadium ist, so ist letzteres, nach den Schätzungen von Nüesch für das absolute Alter dieser Station zu urteilen, mindestens 24 000 Jahre zurückzudatieren. Ein Zeitraum von rund 16 000—24 000 Jahren nach dem Bühlstadium kann als keineswegs zu gross angesehen werden, da sich zeigte (S. 382), dass die mitteleuropäische Kupferzeit jünger als das Daunstadium ist, sodass letzteres mindestens 4000—4500 Jahre zurückliegt. Die Kupferzeit nun schliesst sich auf das innigste der jüngeren neolithischen Periode an, welche sich in den Schweizer Pfahlbauten gleich wie die Metallzeit ganz und gar unter den heutigen klimatischen Bedingungen im Niveau des heutigen Seespiegels abspielte (S. 638), und es findet sich nicht der leiseste Anhalt, dazwischen einen dem Daun-Stadium entsprechenden Kälterückfall unterzubringen. Wir müssen dieses Stadium daher vor dem Pfahlbauten-neolithikum, also rund 7000 Jahre zurückdatieren. So gewinnen wir für die seit dem letzten Rückzugsstadium der Würm-Vergletscherung verstrichene Zeit rund 7000 Jahre, für die seit dem drittletzten Stadium verflossene Zeit 16 000—24 000 oder rund 20 000 Jahre. Wir legen kein besonderes Gewicht darauf, dass der letztere Zeitraum rund dreimal so gross wie der erstere ist; es genügt uns lediglich zu zeigen, dass die Post-Würmzeit, die ja auch die Zeit des Bühlstadiums und der Achenschwankung umfasst, entschieden erheblich mehr als 20 000 Jahre misst. Die Post-Würmzeit diene uns aber als Einheit unserer Abschätzung der Dauer der beiden letzten Interglacialzeiten, und wenn wir die Riss-Würm-Interglacialzeit zu 3, die Mindel-Riss-Interglacialzeit zu 12 solcher Einheiten schätzten, so müssen wir jene zu mindestens 60 000, diese zu mindestens 240 000 Jahren veranschlagen. Damit wollen wir natürlich keine absolute Altersbestimmung, sondern nur einen Einblick in die Grössenordnung der Zeiträume geben, mit denen wir es zu tun haben. Dass in der Tat die Dauer des gesamten Eiszeitalters auf mehrere hunderttausend Jahre zu veranschlagen ist, verrät uns die ausserordentliche Mächtigkeit der quartären Ablagerungen in der Poebene; hier findet sich alles beieinander, was durch mechanische Erosion vom alpinen Einzugsgebiete des Po abgetragen worden ist. Die Abtragung während des Eiszeitalters muss hier erheblich mehr als 100 m betragen haben. Es brauchen aber Hochgebirgsflüsse, wie Kander und Reuss, 3000—4000 Jahre, um ihr Einzugsgebiet um 1 m zu erniedrigen. Solch' rasche Arbeiter hätten also mindestens 3—400 000 Jahre gebraucht, um die Poebene aufzuschütten, die grossen aus den Alpen an ihrem Südfuss austretenden Flüsse aber wohl drei bis viermal solange.

Die Faunen des Eiszeitalters.

In welcher Weise der nachgewiesene Wechsel von glacialen und interglacialen Zeiten Hand in Hand mit der Umbildung der Fauna des Eiszeitalters geht, haben wir von Fall zu Fall festzustellen gesucht, wobei wir uns jedoch durchaus auf die Fundberichte und die Bestimmungen anderer verlassen mussten, obwohl uns manche ältere Bestimmung durchaus revisionsbedürftig vorgekommen ist. Deutlich ist uns die Verschiedenheit von glacialen und interglacialen Faunen entgegengetreten, auf die wir oben angespielt haben. Auf der Nordseite der Alpen zeigt sich eine arkto-alpine Fauna, charakterisiert durch Mammut, wollhaariges Rhinoceros und Rentier, und eine interglaciale Fauna, gekennzeichnet durch Urelefant, Mercksches Rhinoceros

und Hirsch. Es gelang uns, mit aller Schärfe die zweimalige Wiederkehr der arkt-alpinen Fauna und ihre Trennung durch die interglaciale Fauna zunächst für die Schweiz (S. 465 und 581) nachzuweisen. Eine Mischung beider Faunen haben wir an den allerdings spärlichen Fundstellen, an denen wir Reste von ihnen antrafen, nicht wahrgenommen, wenn sich auch mehrfach Hirsch und Rentier mit einander vergesellschafteten.

Die Betrachtung der zahlreichen prähistorischen Fundstellen des Saône-Rhone-Gebietes (S. 696) hat uns dann die Möglichkeit geboten, zwischen einer älteren und einer jüngeren arkt-alpinen Fauna zu unterscheiden. Wir konnten die ältere durch Funde aus altpaläolithischer Zeit, namentlich aus dem Moustérien, die jüngere durch solche aus dem jüngeren Paläolithikum des Solutréen und Magdalénien charakterisieren. Zugleich zeigte sich, dass der Höhlenbär vornehmlich der älteren Fauna angehört. Die geographische Verbreitung der Fundstellen der beiden arkt-alpinen Faunen, die wir auf Seite 702 zur Darstellung brachten, lieferte uns dann einen Anhalt, um ihre Beziehungen zu den eiszeitlichen Vergletscherungen festzustellen. Die Stationen mit der älteren Fauna schliessen sich mit dem Gebiete der grössten alpinen Vergletscherung aus: sie reichen gerade bis an dessen Grenzen. Daraus schliessen wir, dass die ältere Fauna gleich alt mit der Riss-Eiszeit ist und jenen Resten der arkt-alpinen Fauna entspricht, die wir in der Schweiz im Konnex mit der Riss-Eiszeit nachweisen konnten. Die Stationen der jüngeren Fauna aber konnten wir nicht bloss in das Gebiet der Altmoränen, sondern auch in das der Jungmoränen hinein verfolgen, wo sie erst etwa an den Grenzen des Bühlstadiums halt machen. Dies weist auf ihre Gleichalterigkeit mit der Würm-Eiszeit. Die Funde im Löss vergewissern uns, dass unsere Fauna bereits vor dem Maximum der Würm-Eiszeit erschienen war, während die Magdalénien-Stationen uns bekunden, dass sie das Maximum der Würm-Vergletscherung etwas überdauerte. Stratigraphische Gründe hatten uns zuvor bestimmt, eine vielumstrittene Ablagerung, nämlich die Schotterterrasse von Villefranche-Sur-Saône, in welcher Moustérien-Werkzeuge im Verein mit einer interglacialen Fauna gefunden worden sind, in die Riss-Würm-Interglacialzeit zu verlegen (S. 669).

Aber über die Fauna von Villefranche gehen die Meinungen auseinander: die einen legen mehr Gewicht auf die interglacialen Elemente, die anderen mehr auf die arkt-alpinen, die nach Savoye in ihr keineswegs spärlich vertreten sind, und es werden bald die einen und bald die anderen als eingeschwemmt erachtet. Es ist uns daher von grosser Bedeutung, dass wir bei Fortsetzung unserer Betrachtung in den Höhlen von Mentone (S. 743) auf der Südseite der Alpen nicht bloss eine interglaciale Fauna mit Moustier-Artefakten antrafen, sondern auch deren Überlagerung durch eine Fauna mit arkt-alpinen Elementen und jüngerer paläolithischer Industrie kennen lernten. Hier liegt klar und deutlich der Beweis dafür vor, dass die Moustérien-Industrie sich nicht bloss auf die ältere arkt-alpine Fauna der Riss-Eiszeit beschränkt, mit der sie sich in der Regel vergesellschaftet, sondern auch über dieselbe hinausgreift und auch gleichzeitig mit der warmen Fauna der Riss-Würm-Interglacialzeit bestand; erst mit dem Eintritt der Würm-Eiszeit stellte sich dann ein Wechsel in der paläolithischen Industrie ein.

Wir haben uns bei unseren einschlägigen Ausführungen lediglich auf vorläufige Mitteilungen über die Ergebnisse der vom Fürsten von Monaco geförderten Ausgrabungen stützen

können. Seither sind drei Hefte des grossen Werkes über jene Ausgrabungen erschienen: Les Grottes de Grimaldi I. 1: Historique et Description par L. de Villeneuve. I 2: Géologie et Paléontologie par Marcellin Boule. II 1: Anthropologie par René Verneau. Monaco 1906. Die ausführlichen Darlegungen von Boule bestätigen durchaus unsere S. 743 gezogenen Schlussfolgerungen. Die Überlagerung einer interglacialen Fauna mit Moustier-Artefakten durch eine Fauna mit arкто-alpinen Elementen in der Prinzenrotte wird durch Boule eingehend dargetan. Nur zieht Boule aus dieser Tatsache ganz andere Folgerungen als wir. Er kennt nur eine arкто-alpine Fauna, die sich nach ihm mit Werkzeugen des Moustiertypus vergesellschaftet, und nur eine interglaciale warme Fauna, die er für gleich alt mit dem Chellén hält. Bei dieser Voraussetzung findet er, dass in der Prinzenrotte die prähistorische und die paläontologische Chronologie nicht klappen, und stellt es als ein Hauptergebnis der Ausgrabungen von Mentone hin, dass die Gleichalterigkeit von Moustier-Artefakten mit der Chelles-Fauna erwiesen werde. Wir werden gleich sehen, dass die „warme“ Fauna Boule's sich keineswegs auf einen einzigen geologischen Horizont beschränkt, sondern sowohl vor als auch nach der Riss-Eiszeit nachweisbar ist. Ihr jüngeres Erscheinen fällt also zwischen das Moustérien und das jüngere Paläolithikum und uns erscheint es ganz und gar nicht überraschend, dass sie sich dann mit Moustier-Artefakten vergesellschaftet.

Boule hat bei dieser Gelegenheit eine Parallelisierung seiner und unserer Eiszeit-Gliederung versucht und seine erste, zweite und dritte Eiszeit unserer Günz-, Mindel- und Riss-Eiszeit gleichgestellt. Seither hat er sie mit unserer Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit parallelisiert (Observations sur un silex taillé du Jura et sur la chronologie de M. Penck. L' Anthropologie XIX 1908 S. 1). Dieses Hin- und Herschwanke lässt deutlich erkennen, dass Boule bei seinen Parallelisierungen nicht von bestimmten Ablagerungen ausgeht, sondern lediglich Schemata mit einander vergleicht. Wenn seine dritte Eiszeit bald unserer Riss-, bald unserer Würm-Eiszeit entspricht, so kann uns auch nicht wundernehmen, dass die paläolithischen Epochen, die er in seine dritte Eiszeit verweist, bald in unsere Würm-Eiszeit gehören, wie das jüngere Paläolithikum bald in unsere Riss-Eiszeit, wie ein Teil des Moustérien. Boule bestreitet aber immer noch die Einschaltung einer warmen Fauna in die arкто-alpine von Mammuth und Rentier und stützt sich dabei auf die Untersuchungen in Frankreich. Wie wenig ihm die von uns in den Alpen ausgeführten Untersuchungen bekannt sind, geht schlagend daraus hervor, dass er von uns behauptet, wir achteten das Solutréen für gleichaltrig mit der Elephas-antiquus-Fauna!

Wir sehen an dieser Stelle absichtlich davon ab, unsere in den Alpen gewonnene Gliederung des Eiszeitalters mit für andere Gebiete aufgestellten Gliederungen zu vergleichen, weil wir nicht in den Fehler Boule's verfallen wollen, und beschränken uns auf die Darlegung der Chronologie des Eiszeitalters in den Alpen. Wir können aber nicht zugeben, dass unsere Untersuchungsergebnisse deswegen nicht richtig seien, weil sie nicht in für andere Gebiete aufgestellte Gliederungen passen, wo, wie z. B. in Nordfrankreich, glaciale Ablagerungen fehlen.

Die Südseite der Alpen bietet ein erheblich anderes Bild quartärer Faunen als die Nordseite. Herrschen auf letzterer die Repräsentanten der arкто-alpinen Fauna unbedingt vor und sind solche der Interglacialzeit seltener, so ist es im Süden umgekehrt. Wir treffen hier zwei wichtige interglaciale Fundstellen: Pianico (S. 831), das in die Riss-Würm-Interglacialzeit gehört, und Lefie im Gandinothale (S. 839), welches zweifellos älter als die Riss-Eiszeit ist und mit grosser Wahrscheinlichkeit in die Mindel-Riss-Interglacialzeit versetzt werden kann. Beide Fundstellen lieferten uns eine warme Fauna mit Hirsch und Merckschem Rhinoceros und erweisen durch ihr verschiedenes Alter, dass die interglaciale Waldfauna ebensowenig ein und demselben Abschnitte des Eiszeitalters angehört wie die arкто-alpine Fauna; vielmehr verweisen sie uns davon, dass Hirsch und Mercksches Rhinoceros ebenso vor wie nach der Riss-Eiszeit auftreten, die ihrerseits durch die ältere arкто-alpine Fauna ausgezeichnet ist. Leider fehlen uns an beiden Fundstellen paläolithische Werkzeuge; wir würden in Pianico solche der Moustier-Industrie erwarten, wie in der Prinzen-

höhle zu Mentone, in Leffe aber die Chelles-Industrie, welche Boule bei Mentone vermisst.

Bemerkenswerter Weise treffen wir in Leffe nicht bloss den Urelefanten, welchem wir auf der Nordseite der Alpen in der Riss-Würm-Interglacialzeit begegneten sondern auch *Elephas meridionalis*. Er erscheint hier als ein Zeitgenosse des Eiszeitalters, und zwar gehört er hier aller Wahrscheinlichkeit nach der langen Interglacialzeit an, welche das ältere Quartär vom jüngeren scheidet. Jene Forscher, welche, wie häufig geschehen, den *Elephas meridionalis* als einen charakteristischen Pliocänsäuger ansehen, verlegen daher die Grenze zwischen Pliocän und Pleistocän mitten in das Eiszeitalter hinein.

Wir sehen, dass sich die beiden jüngeren Eiszeiten mit arкто-alpinen Faunen, die beiden jüngeren Interglacialzeiten mit warmen Faunen vergesellschaften. Ob Entsprechendes auch für die beiden älteren Eiszeiten und die sie trennende Interglacialzeit gilt, vermögen wir im Umkreise der Alpen nicht zu entscheiden. Die älteren Eiszeitablagerungen sind äusserst arm an Fossilien: Wir kennen aus dem älteren Deckenschotter lediglich eine Conchylienfauna mit ausgesprochen quartärem Charakter (S. 92); es sind die drei bekannten Löss-Conchylien, die uns hier bereits zu Beginn des Eiszeitalters entgegneten. Ablagerungen, die wir mit Sicherheit in die Günz-Mindel-Interglacialzeit zu verweisen hätten, kennen wir nicht. So beschränkt sich denn unser Nachweis, dass sich mit den Glacialzeiten und Interglacialzeiten auch die Fauna änderte, lediglich auf die jüngere Hälfte des Eiszeitalters. Hier aber tritt uns der Faunenwechsel mit überzeugender Deutlichkeit entgegen, und gering nur sind die Unterschiede zwischen der älteren und jüngeren arкто-alpinen und der älteren und jüngeren Interglacial-Fauna. Elemente, die in den älteren Faunen eine Rolle spielen, so z. B. *Elephas meridionalis* und *Ursus spelaeus*, verschwinden in den jüngeren oder treten sehr zurück, und wir bemerken keine fortschreitende Entwicklung der einzelnen Arten trotz einschneidender Klimaänderungen und dadurch bedingter weitgehender Migrationen, trotz eines überraschend langen Zeitraumes, den wir nur nach Hundertausenden von Jahren zu schätzen vermögen. Eine Entwicklung zeigt lediglich der Mensch.

Der Mensch während des Eiszeitalters.

Das helvetisch-rhodanische Gebiet hat uns Gelegenheit geboten, die Entwicklung des paläolithischen Menschen in die Chronologie des Eiszeitalters einzuordnen, und es hat sich mit voller Schärfe die allerdings mehrfach bezweifelte Tatsache herausgestellt, dass die von Gabriel de Mortillet unterschiedenen paläolithischen Entwicklungsstufen nicht bloss auf kulturellen, sondern namentlich auch auf zeitlichen Verschiedenheiten beruhen. Während aber Gabriel de Mortillet und nach ihm die französische Anthropologenschule ganz allgemein den älteren paläolithischen Menschen als Zeugen der Eiszeit überhaupt oder, falls man mehrere Eiszeiten unterscheidet, wie es Boule tut, lediglich als Zeugen der letzten Eiszeit betrachtet, konnten wir ihn auf unserem Gebiete bis in die vorletzte, nämlich die Riss-Eiszeit hinein verfolgen. Dieses Ergebnis stützt sich allerdings in erster Linie auf eine geographische Betrachtung der Funde, auf den Nachweis der Tatsache, dass sich dieselben nicht in das Bereich der alten Vergletscherung hinein erstrecken.

Marcellin Boule ist dem kürzlich entgegengetreten (*Observations sur un silex taillé du Jura et sur la chronologie de M. Penck. L'Anthropologie XIX 1908 S. 1*) und hat darauf hin-

gewiesen, dass im französischen Jura nicht bloss unfern Hautecour, sondern neuerdings auch bei Conliège, 5 km südöstlich von Lons-le-Saunier, altpaläolithische Werkzeuge im Bereiche der Riss-Vergletscherung gefunden worden sind. Über das Vorkommen von Hautecour haben wir uns bereits S. 708 geäußert. Der neue Fund ist gleichfalls ein Einzelfund, hart an der mutmasslichen Gletschergrenze der Riss-Eiszeit; es handelt sich um einen Acheuléen-Keil, der in einer lehmigen Gehängeschuttbildung, Groize genannt, angetroffen worden ist. Diese Groize soll jünger als die Moränen der Gegend sein; aber an der Fundstelle überlagert sie solche nicht, sondern das Bajocien, und das in einem Gebiete, wo wir die Grenzen der alten Vergletscherung gar nicht sicher kennen (vgl. S. 489). Unter solchen Umständen wagen wir nicht, dem Funde von Conliège ausschlaggebende Bedeutung zuzuerkennen, sondern müssen zunächst der genauen Feststellung der von uns nur in groben Umrissen verzeichneten Gletschergrenze im französischen Jura entgegensehen, sowie dem Nachweise, dass es sich dort allenthalben um die Riss-Eiszeit und nicht um Spuren der Mindel-Eiszeit handelt. Wie unsicher wir darüber sind, sprachen wir S. 489 aus. Und dann wünschten wir nicht bloss Einzelfunde, sondern wirkliche altpaläolithische Stationen in Konnex mit der Vergletscherung anzutreffen, so wie es z. B. das Wildkirchli ist.

Wildkirchli.

Seitdem wir unsere Parallelisierung zwischen der paläolithischen Entwicklung und der Chronologie des Eiszeitalters aufgestellt haben, ist eine paläolithische Station in den Alpen, und zwar innerhalb des Bereichs ihrer eiszeitlichen Vergletscherung nachgewiesen worden. Damit ist zum erstenmale die Gelegenheit geboten, direkte Beziehungen zwischen dem älteren Paläolithikum und dem Eiszeitalter der Alpen aufzudecken.

Emil Bächler hat gezeigt, dass in der bekannten Wildkirchlihöhle hoch am Säntis, der sich westlich vom Rheinthale als erster Hochgipfel der Alpen erhebt, zweifelloso paläolithische Werkzeuge vom Moustérien-Typus vorkommen, die sich mit einem ausserordentlich reichlichen Auftreten von Resten von *Ursus spelaeus* verbinden¹⁾, und wir können unsere Darlegungen über die Alpen im Eiszeitalter nicht besser beschliessen, als indem wir der wichtigen Aufschlüsse gedenken, welche das Wildkirchli über das Alter des Menschengeschlechtes gewährt. Wir stützen uns dabei sowohl auf die Arbeit Bächlers, als auch auf die Beobachtungen, die wir gelegentlich eines kürzlich unter der überaus freundlichen Führung von Herrn Bächler ausgeführten Besuchs der Wildkirchlihöhle gemacht haben.

Am Ostabsturze der Ebenalp (1684m), zwischen 1477 und 1500 m Höhe gelegen, befindet sich die Höhle über der Oberfläche des alten Rheingletschers, welche in der Nähe am Hohenkasten rund 1300 m und weiter nördlich am Gäbris weniger als 1250 m Höhe hatte (vgl. S. 427). Aber die Höhle liegt auch, wie Bächler bereits nach Heim berichtet hat, ganz entschieden über der Oberfläche der dem Säntis entströmenden lokalen Eismassen. Dieselben haben beim Verlassen des Seealphtales gewiss nicht mehr als 1300 m Höhe gehabt. Sie konnten höchstens die Hochfläche der Bommenalp (1230—1270 m) überfliessen, die sich unter dem Wildkirchli erstreckt; wenigstens fand ich hier einzelne Blöcke von Schrattekalk und Gaultsandstein, welche durch den Gletscher dahin transportiert sein können. Aber auf der Ebenalp über dem Wildkirchli findet sich nicht die leiseste Spur, die auf Überfliessen durch Eis deutete. Ich muss daher Bächler durchaus beipflichten, wenn er die Ebenalp als einen Nunatak ansieht, womit nicht bestritten werden soll, dass sie eine Firnhaube getragen hat.

1) Die prähistorische Kulturstätte in der Wildkirchli-Ebenalphöhle. Verhandlungen der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft in St. Gallen 1906.

Über der Oberfläche der allgemeinen Vergletscherung befindlich, verhält sich die prähistorische Fundstelle des Wildkirchli ganz ebenso wie alle anderen Moustérien-Stationen: Sie ist ausserhalb des Bereiches der Vergletscherung gelegen. Ihr Auftreten beeinträchtigt unsere Regel über das Auftreten des Moustérien daher nicht; vielmehr gewährt sie eine neue, ganz unerwartete Bestätigung für unsere Anschauung, dass die Moustérien-Kultur, zum guten Teile wenigstens, der Riss-Würm-Interglacialzeit angehört. Dies zeigt sich, sobald wir uns vergegenwärtigen, dass der Mensch nur unter einem dem heutigen ähnlichen Klima in der Höhle existieren konnte.

Heute wird die Höhle allgemein von der Bommenalp aus besucht. Man steigt vom Äscher bis zu einem Bande an der Felswand empor, längs dessen sich zwei Höhlentore öffnen. Aber am Wege dahin ist das Band unterbrochen und über eine Brücke hinweg gelangen wir zu dem ersten Tore der Altarhöhle, von dem wir bequem auf dem Bande oder im Innern des Berges durch die Kellerhöhle zum zweiten Höhlentore, der Wirtshaushöhle, kommen. Man kann daran zweifeln, dass der paläolithische Mensch auf dem heutigen Wege zur Höhle gelangte, da sie heute ohne Brücke von unten aus unerreichbar ist. Dagegen kann der paläolithische Mensch die Höhle leicht von der Ebenalpe aus betreten haben; denn hier öffnet sich ein oberer, nunmehr durch eine Tür verschlossener Höhlenausgang in 1500 m Höhe. Von diesem aus steigen wir durch die obere Höhle bequem zur Wirtshaushöhle und daneben durch die Kellerhöhle zur Altarhöhle herab. Die Wirtshaus- und die Altarhöhle erscheinen dann wie grosse Fenster. Sie wurden vom paläolithischen Menschen aufgesucht: hier verzehrte er in voller Sicherheit seine Jagdbeute an Höhlenbären, die er wohl von oben herab und schwerlich von unten herauf brachte. Dass er selbst aber das Molasse-land durchstriefte, beweisen seine Artefakte, die teils aus den Hornsteinen der Molasse-Nagelfluh, teils aus eocänen Quarziten gefertigt sind, also entschieden aus der Tiefe stammen.

Die grosse Menge von Resten des Höhlenbären (Bächler schliesst auf 1000 Individuen) lässt uns bei solcher Sachlage folgern, dass die Höhe des Säntis, speziell die Ebenalp ein ziemlich ergiebiges Jagdgebiet gewesen ist, was noch gerade vereinbar mit ihrer Lage nahe der heutigen Baumgrenze, gewiss aber unvereinbar mit irgend einer tieferen Lage der Höhengrenzen ist. Ganz ausgeschlossen erscheint die Bewohnbarkeit der Höhle während der Eiszeit: befindet sie sich doch rund 300 m über der Würm-eiszeitlichen Schneegrenze. Während der Vergletscherung müssen ihre Mündungen daher verschneit und ihr Inneres mit Eis erfüllt gewesen sein. Was sollte da den Menschen veranlasst haben, 70 km weit über den Fächer des Rheingletschers hinweg nach dem Eisloch des Wildkirchli zu wandern?

Da wir aus der Fülle der in der Höhle erhaltenen Knochenreste schliessen müssen, dass das Wildkirchli unter einem dem heutigen ähnlichen Klima bewohnt war, und da es ausgeschlossen ist, dass es während der Eiszeit bewohnt wurde, so kann unsere prähistorische Station nur aus einem späten Abschnitte der Post-Würmzeit oder aus der letzten Interglacialzeit herrühren. Die erstere Möglichkeit wird durch die Art der prähistorischen Reste und den Charakter der Fauna ausgeschlossen. Nach dem Maximum der Würm-Eiszeit treffen wir noch eine zeitlang eine arko-alpine Fauna, die sich mit der Kultur des Magdalénien vergesellschaftet. Diese arko-alpine Fauna fehlt am Wildkirchli. Erwarten wir

auch hier im Gebirge natürlich weder Mammut noch wollhaariges Rhinoceros, so überrascht uns doch das Fehlen des Rentiers, während der Hirsch auftritt. Dass Murmeltier, Gemse und Steinbock nachweisbar sind, kann uns nicht wundernehmen, sind wir doch in der Region, wo diese Tiere noch heute leben. Das Wildkirchli bietet uns eine alpine Waldfauna, nicht die eines Tundra-ähnlichen Geländes. Nun stellte sich im Laufe der Post-Würmzeit, wie wir gesehen haben, das Waldkleid der Alpen schon zu einer Zeit ein, als noch rohe Instrumente von paläolithischem Typus gefertigt wurden, und später erst kam der neolithische Mensch. Wollte man die Funde des Wildkirchli durchaus in die Post-Würmzeit verweisen, so müsste man sie unmittelbar vor dem Neolithikum ansetzen. Dem aber widerspricht die typische Moustérien-Kultur, von der wir mit Sicherheit wissen, dass sie älter als das Magdalénien ist. So bleibt nur die auch von Bächler ausgesprochene Möglichkeit, unsere Funde in die Interglacialzeit zu verweisen¹⁾: dies entspricht ihrer Fauna und ihrer prähistorischen Entwicklung. Von zwölf am Wildkirchli nachgewiesenen Arten kennen wir sieben auch aus dem unteren interglacialen Horizonte der Prinzenhöhle von Mentone, wo sie im Vereine mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki*, sowie mit Moustérien-Artefakten vorkommen: *Ursus spelaeus*, *Felis leo* var. *spelaea*, *Felis pardus* var. *spelaea*, *Canis lupus*, *Capra ibex*, *Capella rupicapra*, *Cervus elaphus*.

Die Schichtfolge in der Höhle spricht gleichfalls für das interglaciale Alter der Station. In der Altar- und Wirtshaushöhle treffen wir im Durchschnitte etwa 80 cm sterilen Schutt lediglich aus frischen Schrattenkalkbruchstücken des Höhlendaches bestehend; darunter folgt Höhlenlehm, in dem bald lagenweise, bald einzeln Bruchstücke von Schrattenkalk vorkommen. Dieselben sind samt und sonders tiefgründig zersetzt und haben manchmal nur noch einen unbedeutenden frischen Kern. In dem ganzen Höhlenlehm, verstreut von oben bis unten, finden sich Bärenreste. Es handelt sich also um eine einheitliche Ablagerung. Sie konnte sich nur bilden, wenn grössere Massen Kalkes in der Umgebung chemisch verwitterten. Heute erfolgt solches nicht. Es bildet sich gegenwärtig kein Höhlenlehm mehr, und auf der Ebenalpe über der Höhle wird der Kalk glatt abgespült bei gleichzeitiger Karrenbildung. Die Bildung des Höhlenlehmes setzt dichte Vegetation auf dem Gebiete über der Höhle voraus; sie verlangt also dasselbe wie die zahlreichen Reste des Höhlenbären. Es könnte als auffällig erscheinen, dass wir über einer 5 m mächtigen interglacialen Lehmformation nur eine 0.8 m mächtige Schuttbildung haben, welche dem gesamten, seit Ablagerung des Lehmes verstrichenen Zeitraume entspricht, also nach unserer Auffassung der Würm-Eiszeit und der Post-Würmzeit. Man könnte erwarten, dass während der Eiszeit eine stärkere Schuttbildung eingesetzt hätte und sich mächtige Schuttmassen gebildet hätten. Allein es darf nicht vergessen

1) Diese Tatsache hat H. Obermaier in seinem Referate über Bächlers ausgezeichnete Schrift den Lesern der „Anthropologie“ (XIX. 1908. S. 97) vorenthalten, und er leitet sie gänzlich irre, wenn er schreibt: „D'après ce que M. Baechler écrit et d'après ce que j'ai constaté sur la place c'est bien à l'époque postglaciaire qu'il faut rapporter le contenu intact ni roulé ni remanié du Wildkirchli.“ Kein Wunder, wenn dann der Herausgeber der „Anthropologie“ Marellin Boule auf Grund eines den Inhalt der Arbeit Bächlers so entstellenden Referates in derselben Nummer behauptet, dass das Wildkirchli unsern Ansichten über das hohe Alter des Menschengeschlechtes den Gnadestoss versetze, und gar nicht gewahr wird, dass es gerade mit seiner Einordnung des Moustérien in die letzte Eiszeit unvereinbar ist.

werden, dass die Höhle während der Eiszeit von Eis und Schnee erfüllt war: bilden sich doch in ihr allwinterlich noch heute Stalagmiten aus Eis, und träufelt doch in der Kellerhöhle fortwährend Wasser herunter, das bei niederer Temperatur die Höhle bald mit Eis erfüllen würde. Endlich verweht während des Winters der obere Höhleneingang von der Ebenalpe aus regelmässig, wie mir Herr Professor Bächler mitteilte, mit Schnee. War aber die Höhle mit Eis verschlossen, so hörte alle Schuttbildung auf. Die Eiszeit muss sich in unserer Schichtfolge als eine Lücke offenbaren. In der Tat ist auch die Grenze zwischen dem fossilleeren gelben Schutt des Höhlenbodens mit seinen frischen Bruchstücken und dem liegenden Höhlenlehm mit seinen verwitterten Fragmenten allenthalben eine scharfe. Die Eisfüllung schützte während der Eiszeit den interglacialen Höhleninhalt und, oberhalb der Oberfläche der benachbarten Gletscher gelegen, war er deren Angriffen nicht ausgesetzt. Er wurde nicht vom Eise aufgearbeitet, und die dünne Eiszunge, die über die Bommenalp am Fusse der Wildkirchliwand sich erstreckte, vermochte diese auch nicht sonderlich zu untergraben. Intakt erhielt sich neben dem Gletscher die Schichtfolge der Höhle mit ihren Tausenden von zerschlagenen Knochen, Hunderten von Steinwerkzeugen und einigen geglätteten Knochen, die ich geneigt bin, mit Bächler für Artefakte zu halten.

Ohne dass Moränenbildungen vorliegen, lässt sich doch der Nachweis führen, dass das Wildkirchli eine interglaciale Ablagerung birgt; es bestätigt nicht bloss die Auffassung, zu welcher wir über das Alter des Moustérien gelangten, als wir dieses entgegen einer ziemlich allgemein verbreiteten Ansicht teilweise in die letzte Interglacialzeit versetzten, sondern es gewährt uns auch eine Menge von Aufschlüssen über diese Epoche selbst. Es versichert uns von einer reichlichen Vegetation nahe der heutigen Baumgrenze, was nur dahin gedeutet werden kann, dass die Höhengrenzen zur Zeit der Riss-Würm-Interglacialzeit mindestens gleich hoch, wenn nicht höher lagen als heute. Es zeigt uns zugleich etwas Unerwartetes, nämlich, dass die Alpen während dieser letzten Interglacialzeit schon mindestens bis zu einer Höhe von 1500 m herauf vom Menschen besucht worden sind. Das Bild, welches wir von dem interglacialen Walde zeichneten, müssen wir nun noch vervollständigen durch den Hinweis auf den Menschen, der schon damals im Gebirge jagte, der schon damals in die erhabene Bergwelt hineindrang. Höher als die Pflanzen der Höttinger Breccie bei Innsbruck finden wir die Spuren seiner Tätigkeit am Säntis.

I. Autorenverzeichnis.

Band I: S. 1—394; Band II: S. 395—716; Band III: S. 717—1200.

- Aberle 163.
Acy 704.
Aeberhardt, B. 495. 561. 562.
563. 565. 566. 570. 585. 587.
595.
Aegerter, L. 866. 902. 942.
Aeppli, A. 4. 7. 21. 448. 464.
469. 497. 500. 501. 503—514.
519. 520. 521. 523—528. 530.
531. 532. 538. 557. 594.
Agassiz, L. 1. 3. 482. 549. 555.
587. 606. 779.
de Agostini, G. 762. 799. 804.
Aigner, A. 1120. 1122. 1123.
1125. 1127. 1128. 1132. 1135.
1136.
Albricci, A. 849.
de Alessandri, G. 791.
Amighetti, A. 824. 825. 829.
834.
v. Ammon, L. 28. 45. 59. 61 bis
64. 66—68. 70. 71. 135. 137.
183. 190. 196. 578. 1147.
Ampferer, O. 261. 267. 272 bis
274. 336. 348. 384. 388. 948.
1164. 1166. 1167.
Amsler 821. 832.
Andersson, G. 582.
Angerer, H. 1065. 1074. 1078.
1087.
Anselmier, J. 604.
Antenen, F. 490. 546. 547.
Apollonio 923.
Arcellin, A. 667—669. 673. 700.
707. 709—712.
Arnaud, Fr. 726.
Bach, H. 27. 28. 398.
Bachmann, J. 549. 553. 575. 577.
578. 630.
Bächler, E. 1173—1176.
Baldacci, L. 737. 751.
Balestra, A. 965.
Baltzer, A. 4. 17. 384. 387.
482. 490. 491. 494. 539. 542.
549. 552. 556—560. 563. 575.
576. 579. 584. 585. 589. 603 bis
606. 623. 631. 749. 783. 807.
808. 811. 814. 815. 824. 826 bis
833. 836. 837. 844. 845.
Balzberg 367.
Baretti, M. 783.
Bassani, Fr. 893.
Battisti, C. 849. 852. 860.
Baumberger, E. 556.
Bayberger, E. 167. 168. 192.
Bayberger, F. 79. 80. 133. 144.
150. 204.
de Beaumont, E. 641. 642.
656. 719.
v. Beck, G. 822. 1042.
Becke, F. 347. 348. 360.
Becker, Fr. 294.
Becker, H. 764.
Becker, W. 335.
Benassi 816. 819.
Benoît, Em. 484. 488. 493. 495.
551. 640—642. 648. 662. 673.
683. 707.
Béroud 707.
Bertrand, L. 735—737. 739.
740.
Bertrand, M. 489. 572.
Biéler, Th. 559.
Bittner, E. 310. 848. 1137.
Blaas, J. 296. 300. 315. 320.
323—332. 335. 343. 344. 348.
349. 351. 357. 383—385. 387.
848. 849. 917—919. 924. 929 bis
931. 935. 940. 945. 1000.
Blanchet, R. 549. 558. 559. 564.
565. 641.
Blümcke, A. 593. 1145.
Blumer, S. 634.
Bodmer, A. 616, 617.
Böhm, A. (s. auch Böhm v.
Böhmersheim) 8. 219—223.
226. 227. 229. 230. 233. 236.
238. 240—243. 270. 335. 343.
371. 373. 378. 383. 385. 386.
392.
Böhm v. Böhmersheim, A. (s.
auch A. Böhm) VII. 230. 278. 285.
376. 1096. 1120. 1123—1129.
1132. 1134—1136.
Böse, E. 197. 272. 276. 313.
363.
Boistel, A. 648.
Bonardi, E. 941. 842.
Bonney, T. G. 8. 220. 276. 438.
623. 730. 801.
Bonomini 843.
Boué, A. 81. 82. 162. 209.
Boule, Marcelin 424. 647. 671.
703. 704. 708. 743. 744. 1171.
1172. 1175.
Bourdon, G. 683. 684.
Bourgeat, E. 480. 484. 663.
Boyer, G. 479. 488.
Briquet, J. 637. 1157.
Brocchi, G. 841.
Brückner, Ed. 2—4. 8. 25. 61.
76. 78. 87. 113. 120. 151.
154—158. 160. 162. 163. 165 bis
168. 176. 191. 217—219. 233.
235. 253. 254. 259. 269—271.
273. 274. 310. 352—358. 363.
364. 378. 384. 385. 392. 402.
436. 442. 444. 450. 452. 482.
497. 505. 526—528. 531. 544.
552. 556. 558. 559. 564. 565.
570. 575. 576. 594. 598. 783.
823. 849. 851. 934. 998. 1028.
1039. 1041. 1046. 1057. 1059.
1151. 1155. 1166.
Brunhes, J. 924. 1140.
Brunner v. Wattenwyl, C. 575.
Bruno, L. 761. 762. 766. 767.
771.

- v. Buch, L. 1064.
 Burgerstein, A. 381.
 Buxtorf, A. 474.
- Cacciamali, G. B. 843. 849. 872.
 874. 875. 877. 884.
 Caméré 736.
 Canaval, R. 1064. 1069. 1074.
 1098. 1100—1102.
 Capeder, G. 756. 758. 759.
 Capitan 671. 709.
 Cartailhac, E. 709.
 Casanello, G. 849.
 Catullo, T. A. 955. 961. 986.
 994. 1005.
 Caziot, Eu. 738.
 Chamberlin, T. C. 110. 1094.
 de Chambrun de Rosemont, A.
 735. 736. 738.
 Chantre, E. 482. 487. 491. 549.
 558. 578. 604. 640—642. 645.
 646. 651. 654. 658. 660—669.
 671. 673—675. 683. 693. 700 bis
 704. 706—710. 712.
 v. Charpentier, J. 1. 262. 549 bis
 552. 555. 558. 559. 571. 578.
 585. 603. 606. 628. 779.
- de Chavannes, F. Ch. 556. 579.
 Chelius, C. 106.
 Choffat, P. 477. 488.
 Christ, H. 583.
 Clessin, C. 196.
 de Cobelli, G. 923.
 Colladon, D. 570.
 Collomb, E. 746.
 Commenda, H. 83. 98. 222.
 Cornalia, E. 841.
 Corti, B. 783. 787. 792. 793.
 795. 796. 816. 819. 831—834.
 849. 873—877. 889.
- v. Cotta, B. 1137.
 Cozzaglio, A. 824—826. 834.
 835. 848—850. 876. 880—884.
 906. 907.
 Crammer, H. 94. 162. 824. 827.
 871.
 Credner, G. R. 907.
 Cížek, J. 82. 101. 102. 223.
 233. 237. 240. 365.
 v. Czörnig, C. 1038.
- Damian, J. 848. 850. 856. 859.
 860. 908. 914. 919. 920. 925.
 931—933. 937. 947.
 Dautzenburg, Ph. 744.
- Davis, W. M. 118. 124. 144.
 156. 469. 476. 478. 801.
 v. Dechen, H. 27.
 Deicke, J. C. 420
- Delafond, F. 5. 640—643. 645 bis
 649. 654. 666—669. 671. 674.
 675. 678. 700. 712. 714.
 Delebecque, A. 489. 493. 564.
 565. 568. 570. 640. 663. 677.
 679. 680. 686. 687. 692. 801.
 Demole, F. 571.
 Depéret, Ch. 5. 83. 119. 640 bis
 643. 645—649. 652. 654. 656.
 657. 667—669. 671. 674. 675.
 678. 688. 692. 693. 700. 712.
 714. 738.
 Desor, M. E. 16. 19. 219. 574.
 594. 719. 735. 738. 747. 1164.
 Deutsch, P. 1143. 1146.
 Diener, C. 1029. 1046. 1048.
 1049. 1058. 1059.
 Dollfuss, G. F. 667. 668.
 Douxami, H. 551. 561. 640.
 654. 659. 662. 678. 683. 685.
 693.
 Dreger, J. 1065. 1138.
 Ducrost 709. 712.
 Dupont, E. 715.
- Edwards, M. 704.
 Egger, J. G. 850. 884.
 Ehrlich, C. 82. 88—90. 233.
 Engler, A. 387.
 Escher von der Linth, A. 296.
 383. 440. 482. 497. 513. 528 bis
 532. 581. 632.
 v. Ettinghausen, C. 383. 387.
- Falb, R. 971.
 Falbesoner, H. 267. 271. 292.
 293. 315. 327. 328.
 Falsan, A. 482. 487. 491. 549.
 558. 578. 604. 640—642. 645.
 646. 651. 654. 660—666. 668.
 673—675. 683. 693. 700. 704.
 706.
 Farneti, R. 793.
 Favre, A. 410. 427. 428. 441.
 482—484. 486. 488. 491. 495.
 549—551. 553. 556. 558. 559.
 561. 562. 564. 565. 569. 570.
 573. 577. 593. 594. 603—606.
 624—627. 630. 638. 639. 661.
 747. 748. 779.
- Favre, E. 473. 549. 554. 562.
 564. 565. 572.
 v. Fellenberg, E. 548. 604. 631.
 de Ferry 709.
 Finsterwalder, S. 133. 173. 259.
 279. 556. 593.
 Fischer, Ed. 387. 815. 821. 832.
 Fischer, Th. 850.
 Fliche, P. 692. 732. 733.
 Förster, B. 453.
 Fötterle, F. 82. 101.
 Fontannes, F. 640. 642. 645.
 646. 648. 649. 651—654.
 Forel, F. A. 1. 540. 559. 564.
 565. 568. 570. 779.
 Forster, A. E. VII. 134—136. VIII.
 153—155. 166. 198. 347. 397 bis
 399. 401. 427.
 Fournet, J. 673. 675.
 Fraas, Eb. 148. 169. 181. 422.
 Fraas, O. 420. 422. 423. 425.
 Franchi, S. 737. 750. 751.
 Frank 423.
 Fratini, F. 971. 994.
 Frech, Fr. 348. 354. 370. 730.
 805. 820. 850. 932—934. 1058.
 1065. 1066. 1068. 1070. 1071.
 1108—1110. 1116. 1117. 1158.
 Freudenberg, W. 1137.
 Frey, H. 638.
 Früh, J. 191. 414. 415. 425.
 427. 440. 504. 505. 515. 577.
 637. 1137.
 Fuchs, C. W. C. 847. 850. 853.
 Fuchs, Th. 105. 884. 1137.
 Fugger, Eb. 156—158. 160. 163.
 165. 166. 235. 354. 358. 359.
 378.
 Futterer, K. 971. 986.
- Gaillard, Cl. 669.
 Garbini 908.
 Garwood, J. E. 730. 801. 804.
 805. 808.
 Gastaldi, B. 8. 746—748. 750.
 752. 755. 757. 760—762. 786.
 Geikie, J. 2. 110. 749. 831—833.
 Geistbeck, A. 8. 41. 172. 192.
 Gerlach, H. 604. 606. 624—628.
 764. 770. 794.
 Gerwig 27. 414.
 Geyer, G. 204. 205. 218. 220.
 223. 240. 270. 368. 957. 1005 bis
 1007. 1065—1069. 1071. 1108 b.
 1111. 1116. 1117. 1119. 1122.

- Gilbert, G. K. 115. 836.
 Gilliéron, V. 490. 549. 554 bis 558. 560. 561. 579. 605.
 Girardot, A. 479. 680. 681.
 Götsch, G. 847. 850. 921. 926.
 Götzinger, G. 856. 865.
 Grad, Ch. 421. 581.
 Le Grand de Mercey 669.
 Grand-Eury, E. 1157.
 Gras, A. 688.
 Gras, Sc. 666. 675. 697.
 Gredler, P. V. 847. 850. 891. 921.
 Greim, G. 850. 926.
 Greppin, J. B. 466. 487. 458. 582.
 Grissinger, K. 1115.
 Gruber, Ch. 58. 59. 70.
 Grund, A. 889. 1021. 1023.
 v. Gümbel, C. W. 4. 28. 45. 49. 59. 60. 61. 65. 68. 72. 74. 83. 143. 148. 162. 173. 180. 189 bis 191. 194. 196—198. 201. 262. 275. 338. 362. 393. 847. 850. 856. 878. 884.
 Günther, S. 850. 930. 931.
 Guillon 704—706. 709.
 Gumprecht, O. 1028. 1030. 1031. 1034. 1037. 1038. 1040. 1060.
 Gutzwiller, A. 4. 402. 405. 407. 412. 419. 421. 422. 428. 438. 442. 450—459. 462. 465—468. 479. 480. 485. 486. 490. 497. 501. 505. 512. 516. 529—531. 582. 583. 672. 1147.
 Guyot, A. 26. 482. 494. 495. 549—551. 556. 573. 587. 661. 746.
 Haag, F. 411.
 Hager, E. 83.
 v. Havaláts, G. 105.
 Halbfass, W. 202.
 Hammer, W. 261. 267. 272—274. 336. 384. 388. 848. 850. 925. 926. 928. 940.
 Hann, J. VII. 309.
 Hartmann, V. 1094. 1100. 1107.
 Hartung, G. 436. 439.
 Hassinger, H. 856. 865.
 Hauenschild, P. G. 238. 240.
 v. Hauser, F. 4. 82. 94. 101. 219. 220. 233. 245. 1064. 1100. 1101. 1137.
 Haug, E. 720. 722. 726. 728. 729. 733.
 Heer, O. 2. 421. 497. 505. 531—533. 581—583. 688. 689. 692. 1157.
 Heierli, J. 382. 440. 638.
 Heim, A. 7. 189. 249. 338. 429. 431. 432. 436—439. 472. 497. 504. 505. 510. 512—514. 519. 524. 525. 527. 537. 539. 540. 542. 543. 580. 581. 590. 594. 595. 598. 605. 614. 616. 617. 623. 632—635. 806. 812. 905. 1168. 1173.
 Heimbach, H. 194.
 Helland, A. 8.
 Heritsch, Fr. 1065. 1079—1081. 1087. 1089. 1091. 1092. 1095. 1099. 1106. 1127.
 Hess, H. 593. 617. 837. 838. 843. 1140. 1144. 1145.
 Hilber, V. 1131. 1137. 1138. 1149.
 Hildenbrand, J. 4. 27. 28.
 Hilfiker, J. 568.
 v. Hochstetter, F. 309. 381.
 Hödl, R. 104. 117.
 Höfer, H. 1064. 1077. 1079 bis 1081.
 Hoernes, M. 705. 706. 711—714. 970. 971.
 Hoernes, R. 807. 956. 960 bis 962. 968. 985. 986. 998. 1131. 1137.
 Hofmann, W. 632.
 Hollande, D. 661. 662. 683. 691. 692. 727.
 Holler, A. 130.
 Hornstein, F. 620.
 Huber, G. 924.
 v. Huene, Fr. 486.
 Imhof, Ed. 533. 586. 588. 632. 637.
 Issel, A. 735. 744. 745. 750. 751.
 Jaccard, A. 475. 476. 488. 495. 550. 552. 555. 556. 558. 559. 573.
 Jaccard, P. 563. 580.
 Jegerlehner, J. 533. 588. 627. 635. 1144.
 Jenny, Fr. 440. 584.
 Jerosch, M. 579.
 v. John, C. 213. 275. 823. 848. 851. 890.
 Kandler, P. V. 1038.
 Karrer, F. 1137.
 Kastner, K. 160. 163. 354. 358. 359.
 Kaufmann, F. J. 497. 501. 506. 507. 512. 515. 528. 537. 539—542. 546. 547. 553. 583. 592.
 Keilhack, K. 384. 387. 735.
 v. Kerner, A. 261.
 v. Kerner, Fr. 261. 262. 268. 277. 336. 343. 344.
 Kilian, W. 479. 640. 652. 656. 657. 676. 677. 681. 685. 688 bis 690. 692. 695—698. 719 bis 724. 728—732. 734. 740. 742. 805. 1140.
 King, H. 474.
 Kinkel, F. 482. 487.
 Kissling, E. 553. 580. 631.
 Klippstein, A. 933.
 Knickenberg 410.
 Koch, G. A. 84. 85. 209. 212. 213. 275. 349. 1137.
 v. Köchel 163.
 Köchlin-Schlumberger, J. 467.
 Koken, E. 410. 411. 850. 883.
 Kossmat, F. 1028—1030. 1032. 1033. 1035—1038. 1051. 1057.
 Krebs, N. 1037. 1056. 1059. 1074.
 Kriz, M. 713.
 v. Kürsinger, J. 269.
 Kurowski, L. 234. 367.
 Lacger, L. de 613. 620. 621. 624. 850. 894. 943. 946.
 Lamothe, L. J. B. de 463.
 Lang, A. 556. 580.
 Lautensach, H. VIII. 898.
 Leblanc, F. 348.
 Léenhardt, Fr. 742.
 Lehmann, O. 856. 861. 1042. 1066. 1067. 1118. 1120. 1124. 1125. 1133. 1134.
 Lenk, H. 169.
 Lepsius, R. 848. 850. 859. 861. 867. 879. 881. 882. 885. 901. 914. 918.
 Letsch, E. 521—523.
 Leverett, Fr. 1094. 1112. 1157.
 Liez, H. 603.
 Lioy, P. 851.
 Lipold, M. V. 87. 162. 219.
 Locard, E. 668. 673.
 Löber, A. VIII.
 Löwl, F. 296. 617. 850. 933.

- Lorenz v. Liburnau, R. 82. 368.
 Lorenzi, A. 1014.
 Lortet, L. 668. 709.
 Lory, Ch. 562. 640—642. 645.
 651. 654. 656. 659—662. 665.
 676. 677. 681. 688—690. 692.
 694. 696. 697. 719. 742.
 Lory, P. 640. 656. 682. 689.
 690. 695—697. 699. 723. 724.
 Lucerna, R. 1050. 1060—1062.
 1665. 1077. 1080. 1081. 1095.
 1106.
 Lugeon, M. 472. 490. 566. 572.
 579. 599. 604. 606. 619. 620.
 623. 624. 661. 677. 694.
 Lyell, Ch. 905.
 Machaček, F. 585. 587.
 Maclaren, Ch. 549.
 Mader 736. 741. 750—752.
 Maggi, L. 796.
 Magrini, G. P. 971. 987.
 Maillard, G. 572. 573.
 Major, F. 833. 841.
 v. Mandach, F. 424.
 de Marchesetti, C. 1039.
 Marco, C. 762. 765—767.
 Marcou, J. 488. 489.
 Marek, R. 1133.
 Mariani, E. 1023.
 Marinelli, G. 994.
 Marinelli, O. 986. 1003. 1009.
 1011—1013. 1015. 1016. 1018.
 1020. 1034. 1039.
 Marson, L. 938. 961. 962. 970 bis
 972. 978.
 Martin, D. 696. 719. 720. 722.
 724. 726—730. 733. 741.
 Martins, Ch. 719. 746—748.
 755. 757. 762.
 de Martonne, E. 226. 309. 356.
 Mattiolo, E. 764.
 Mayer-Eymar, Ch. 531. 747.
 Meissner, H. 1066. 1118. 1120.
 1122. 1124. 1125.
 Meister, J. 422.
 Melling 1045. 1059.
 Mercalli, G. 748.
 Merk 423.
 Messikomer, J. 528. 581.
 Meunier, St. 579.
 Michael, R. 233. 243—246.
 Mill, H. R. 384.
 Miller, H. 115.
 Miller, K. 418.
 Moebus, B. 824—827. 829. 830.*
 Mösch, C. 483. 493. 498.
 Mohn, H. 283.
 Mohn 506.
 v. Mojsisovics, E. 83. 210.
 212. 213. 219. 293. 348. 357.
 364. 439. 847. 848. 850. 855.
 856. 929. 956. 958. 961. 970.
 971. 981. 983. 984. 1000. 1001.
 Monaco, Albert I. von 743. 1170.
 v. Morlot, A. 2. 162. 383. 549.
 556. 559. 560. 563. 565. 570.
 575. 577. 580. 628. 1045. 1046.
 1048. 1049. 1059. 1137.
 de Mortillet, G. (u. A.) 379.
 422—424. 532. 564. 638. 671.
 689. 701. 703—711. 713. 715.
 746—748. 751. 752. 769. 786.
 824. 827. 847. 848. 851. 862.
 913. 955. 970. 1064. 1172.
 Mousson, A. 440. 470.
 Much, M. 380. 382.
 Mühlberg, F. 5. 405. 442. 444 bis
 448. 450. 451. 463—465. 469.
 470. 475. 483. 486—488. 494.
 495. 497—502. 513. 542. 553.
 558. 578—580. 592. 632.
 Müller, A. 452. 486. 487.
 Müllner, J. VIII. 205. 209. 212. 216.
 275. 295. 317. 319. 851. 853.
 854. 890. 915.
 Murith 625.
 Nansen, Fr. 283.
 Nathorst, A. G. 141. 579.
 Necker, L. A. 561. 580.
 Negri, A. 748. 779. 848. 851.
 862. 863. 960.
 Neumayr, M. 262. 385.
 Neuweiler, E. 532. 579. 583.
 1157.
 Nicolet 488.
 Nicolis, E. 848. 851. 866. 875.
 876. 888. 889. 899.
 Noë, F. 82. 1045.
 Novarese, V. 750. 752—755.
 761. 764.
 Nüesch, J. 423—426. 704—706.
 1169.
 Nussbaum, F. 553. 555.
 Oberholzer, J. 633. 634.
 Obermaier, H. 713. 1175.
 Oechsli, W. 638.
 Oestreich, K. 1119. 1124. 1127.
 1128. 1132. 1135.
 Olivero, E. 755. 756.
 Omboni, G. 747. 748. 779. 782.
 786. 851. 863. 914.
 Onestinghel, A. 859.
 Oppliger, Fr. 448. 469. 483.
 498. 526.
 Otto 332.
 Otz 483. 484.
 Paglia, E. 747. 847. 849. 851.
 878. 881. 884. 914.
 Palla, Ed. 384. 387.
 Paquier, L. V. 722. 742.
 Pareto, L. 748. 777.
 Parona, C. F. 750. 758. 794.
 822. 841. 842. 851. 874. 876.
 Partsch, J. VII. 3. 8. 750. 751.
 du Pasquier, L. 4. 17. 110. 384.
 385. 402. 403. 442. 444. 449.
 450. 452. 454. 459. 464. 466.
 467. 469. 470. 482. 485. 486.
 493. 496. 497. 513. 542. 550 bis
 552. 580. 583. 586. 642. 644.
 779. 824. 831. 839. 851.
 Pavesi, P. 851. 886. 907.
 Penck, A. 2—5. 7—9. 19. 25.
 27. 28. 36. 48. 49. 59. 60. 62.
 69. 70. 79—81. 109. 113. 120.
 130. 132. 149. 150. 162. 174.
 189—191. 194—196. 204. 254.
 262. 266. 277. 279. 282. 288.
 292. 300. 313—315. 322. 323.
 325—329. 335. 336. 338. 340.
 342. 358. 360. 362. 363. 367.
 368. 377. 378. 383—385. 387.
 391. 392. 398. 400. 401. 405.
 406. 410. 413. 418. 421. 423.
 424. 442. 481. 482. 486. 505.
 513. 527. 533. 542. 564. 594.
 604. 606. 610. 611. 634. 635.
 644. 701. 712. 720—723. 728.
 749. 762. 784. 786. 787. 801.
 833. 848. 851. 913. 931—933.
 959. 1066. 1068. 1120. 1121.
 1137. 1148. 1161. 1166.
 Peola, P. 761.
 Perraudin, J. P. 1.
 Peschel, O. 27. 907.
 Peters, K. 359. 1006. 1045.
 1046. 1064. 1069. 1072 bis
 1075. 1117. 1121. 1122.
 Philippi, E. 783. 807. 808. 811.
 815. 816.

- Philippson, A. 275. 276.
 Dal Piaz, G. 971. 979. 990. 1001.
 Pichler, A. 348. 351. 383. 386.
 Pictet, F. J. 562.
 Piette, E. 705. 706. 711. 713. 715.
 Pillet, L. 661. 662. 685. 688. 689. 692. 1157.
 Pini, N. 793. 842.
 Piperoff, Ch. 427. 436—438.
 Pirona, G. A. 747. 955. 956. 1009. 1014.
 Piroutet, M. 701—703. 705.
 Playfair, J. 1. 329. 549.
 Pokorný, A. 309.
 Pollonera, C. 759.
 Porro, C. 816. 819. 820.
 De la Porterie 711.
 Portis, A. 776. 841. 842.
 Prever, P. L. 1160.
 v. Prielmayer, G. M. 281. 307.
 Prinzing, H. 353.
 Probst, J. 27. 413.
 Prohaska, K. 958. 1006. 1007. 1028. 1046. 1065. 1068. 1070. 1072. 1074. 1118.
 Pruner Bey 669.
 v. Quenstedt, A. 4. 28
 Quereau, E. C. 545.
 de Quervain, A. 588.
 Quiquerez, A. 638.
 Radde, G. 389.
 Ragazzoni, H. B. 851. 874. 875.
 Ramsay, A. C. 2. 594. 747.
 Rasetti, G. E. 769.
 Ratzel, Fr. 309.
 Redlich, K. A. 1098.
 Reinach, S. 709.
 Rendu, L. 638.
 Renevier, E. 550. 556. 558. 572. 579—581. 591. 599. 603. 624. 747.
 Renoir 639.
 Repossi, E. 783.
 Révil, J. 662. 686. 688.
 Riche, A. 642. 649. 650. 678.
 Du Riche Preller, C. S. 464. 470. 525. 532. 577.
 Richter, Ed. 8. 9. 174. 230. 242. 244. 245. 255. 259. 262. 266. 280. 282. 285. 287. 288. 300. 304. 306. 309. 314. 317. 335. 344. 359. 360. 362. 370. 375. 377. 544. 604. 607. 610. 611. 617. 754. 849. 851. 926. 933. 1002. 1016. 1061. 1062. 1065. 1089. 1093. 1096. 1114. 1120. 1133—1135. 1138. 1144. 1151.
 v. Richthofen, F. 106. 855. 898.
 Rittener, Th. 476. 550. 551. 586.
 Ritter, G. 551.
 Rivière, E. 743. 744.
 Rolle, Fr. 1119. 1132.
 Rollier, L. 475. 476. 480. 482. 483. 486. 488. 550. 552. 585. 586.
 Rossi, A. 956. 958. 960. 963. 966. 967. 971. 978. 979.
 Rothpletz, A. 197. 266. 272. 273. 384. 385. 387. 417. 434. 436. 439. 440. 564. 565. 570. 845.
 Rovereto, G. 753. 777.
 Rozet, Cl. A. 719. 727. 728. 733. 734.
 Rühl, Fr. 196.
 Rütimeyer, L. 423. 501. 525. 526. 534. 538. 540. 541. 579. 589. 594. 616. 622. 638. 747. 748. 801. 812. 831. 841. 842. 905.
 Rumor, S. 861.
 Rutot, A. 671. 708. 715.
 Rychner, L. 484.
 Sacco, F. 562. 748. 750—752. 755. 757—762. 765—771. 774—777. 779. 783. 784. 787. 788. 796. 798. 807. 809. 824. 829. 834. 842. 848. 851. 875. 876. 878. 881. 882. 884. 887. 889. 956. 965—967. 971. 972. 974. 976. 1009. 1011.
 v. Sacken 379. 381.
 v. Salis, F. 427. 428.
 Salisbury, R. D. 1094.
 Salmojraghi, F. 792. 824. 829. 833—837.
 Salomon, W. 836. 838.
 v. Sandberger, F. 61. 92. 99. 106. 385. 419. 421. 422. 440. 466. 796. 841. 842. 871. 857.
 de Saporta, G. 742.
 Sapper, K. 51.
 Sardagna 851.
 de Saussure, H. 638.
 Savoye, Cl. 669. 671. 701. 702. 1170.
 Schalch, F. 417.
 Schardt, H. 473. 475. 476. 549. 551. 554. 558. 559. 565. 570. 572. 585. 586. 592. 593. 625. 631. 660.
 Scheuchzer, J. J. 592.
 Schill, J. 348. 406. 407.
 Schimper, K. 1. 26.
 Schjerner, W. 308. 309. 356.
 v. Schlagintweit, A. u. H. 180.
 Schlönbach, U. 210. 212. 213.
 Schlosser, M. 133. 146. 270.
 Schmidt, C. 472—474. 486. 781. 806. 814.
 Schoetensack, O. 705. 713.
 Schröter, C. 533. 579. 580. 706.
 Schulz, A. 706. 713.
 Schumacher, E. 112. 466—468.
 Schwager, A. 61.
 Schwarz, E. 26.
 Secco 960. 965.
 Seeland, F. 1065. 1069. 1074. 1076. 1097. 1107.
 Seguenza, L. 739.
 Siedler, P. 544.
 Sieger, R. 384. 414. 426.
 v. Siegl, J. 280.
 Simon, S. 279. 295.
 Simony, Fr. 2. 3. 205. 209. 216. 219. 235. 236. 270. 353. 358. 366. 367. 369. 379. 392. 847. 851.
 Sismonda, E. 761.
 Sölch, J. 1029. 1057. 1066. 1120. 1121. 1123. 1124.
 v. Sonklar, K. 296. 300.
 Sordelli, F. 747. 748. 793. 814 bis 816. 818—821. 832—834. 841. 842. 846.
 Spitaler, Fr. 269.
 Spreafico, E. 779.
 Stache, G. 5. 275. 823. 848. 851. 890. 1028.
 Stapff, F. M. 780. 812.
 Stark, F. 26. 128. 150. 160. 163. 174. 196.
 Staudigl, E. 851.
 Steck, Th. 598.
 Steinmann, G. 48. 293. 424. 466—468. 486. 493. 496. 650.
 Stella, A. 5. 749. 750. 752. 754. 755. 757. 760. 761. 769. 774. 775. 852. 878. 974—978.

- Stelzner, A. W. 1069.
 Steudel, A. 26.
 Stoll, O. 637.
 Stoppani, A. 747. 748. 762.
 768—770. 779. 806. 815. 824 bis
 826. 828. 829. 831—834. 838 bis
 840. 848. 849. 852. 862. 906.
 907. 914. 923. 956.
 Stotter, M. 348.
 Strobl, J. 379.
 Strübin, K. 452. 453. 486.
 Studer, B. 262. 577. 594. 599.
 746. 762.
 Studer, Th. 580. 605. 833.
 Stur, D. 82. 101. 102. 237. 240.
 365. 371—373. 383. 387. 1005.
 1028. 1040. 1064. 1118.
 Sturany, R. 338. 917.
 Suess, Ed. 103. 164. 165. 435.
 852. 931. 1137.
 Supan, A. 296. 300. 309. 343.
 Sweinzew, L. N. 764.
 Szombathy, J. 381.
 Taramelli, T. 749. 752. 755.
 779. 783—785. 787. 788. 798.
 800. 806. 807. 812. 814. 816.
 822. 825. 838—840. 842. 849.
 852. 879. 899. 905. 906. 955 bis
 957. 960. 961. 963. 964. 967 bis
 971. 977—980. 984. 986. 997.
 998. 1004—1009. 1016. 1024.
 1028. 1030. 1038. 1040. 1046.
 1049. 1064.
 Tardy 562. 640. 708.
 Tarnuzzer, Chr. 276. 293. 427.
 437. 438.
 v. Tausch, L. 82.
 Teller, F. 278. 1052. 1065. 1085.
 1095. 1099.
 Tellini, A. 956. 968. 969. 972.
 978. 1014. 1028. 1032. 1033.
 1035. 1039.
 Theobald, G. 276. 294.
 Thiessing 638.
 Thioly, F. 638.
 Thürach, H. 49.
 Till, A. 1118.
 Toldo, G. 852. 889. 1022.
 Tommasi, A. 829. 852. 889.
 Toniolo, A. R. 961. 962. 968.
 970. 971.
 Tornquist, A. 852. 865. 866.
 Toula, Fr. 1137.
 Tournier 704—706.
 Traverso, G. B. 783. 816. 819.
 820.
 Trener, G. B. 849. 852. 859.
 860. 862. 863. 867. 882. 923.
 959. 960.
 de Tribolet, M. 482. 605.
 Trinker, J. 847. 852.
 Tyndall, J. 594.
 Ugolini, U. 826. 828.
 Ule, W. 185. 189. 190. 192. 339.
 Unger, Fr. 357. 387.
 Ure, J. 1068.
 Vacek, M. 370. 371. 385. 848.
 852. 859. 861. 892. 897. 900.
 905. 914. 918. 920. 925. 1100.
 Varisco, A. 824. 829. 833. 834.
 838—842.
 Venetz, M. 1. 549. 551. 559.
 572. 585. 625. 627. 629. 630.
 Verneau, R. 743—745. 1171.
 Vézian 488.
 Viglino, A. 737. 750. 752. 758.
 759.
 Villa, A. u. G. B. 746. 779. 824.
 de Villeneuve, L. 1171.
 Villot 642. 646. 650. 654. 655.
 Virgilio, F. 750.
 Vivien, J. 688.
 Viviers 686.
 Vogel, C. 106.
 Volger, O. 1. 26.
 Vouga, A. 558.
 Wähner, Fr. 163. 165. 309. 352.
 356. 358.
 Wagner, C. J. 309. 355.
 Wahnschaffe, F. 348.
 Walser, H. 598.
 Walter, H. 449. 485.
 Walther, Fr. 26.
 Weber, A. C. 1167.
 Weber, J. 498. 504. 505.
 Wehrli, L. 384. 421. 427. 672.
 Weiss, J. F. 26. 70. 80.
 Wentzel, J. 1048. 1052.
 van Werveke, L. 468.
 Wettstein, A. 471. 497. 500.
 501. 504. 512. 517. 519. 521.
 524—526.
 v. Wettstein, R. 332. 383. 384.
 387—389. 693. 733. 787.
 v. Wieser, Fr. 329. 351. 379.
 380. 382.
 Willis, B. 123.
 Wilmer 779. 781. 783. 784. 790.
 798. 807—809. 813. 815.
 Winter, K. 204.
 Wiszwianski, H. 575.
 Woldrich, J. 162.
 Wolf, H. 81. 82. 88. 159. 847. 852.
 Wurmbbrand, Graf G. 713.
 Zaccagna, D. 750.
 Zeppelin, Eb. Graf 417.
 Zieger, Fr. 852. 859. 923.
 Ziegler, J. M. 276. 294. 300. 823.
 Zini, P. 859.
 v. Zittel, K. A. VII. 26. 64. 119.
 136. 150. 196.
 Zollinger, E. 508. 576. 577. 592
 Zwanziger 1065.

II. Geographisches Namenverzeichnis.

Es sind nur die wichtigeren Namen aufgenommen. Die eingeklammerten Seitenzahlen beziehen sich auf Stellen von nicht wesentlicher Bedeutung, die aber im sachlichen Zusammenhang interessieren. p = Pliocän. g = Günzschotter. m = Mindelschotter. r = Hochterrassen(Riss)schotter. w = Niederterrassen-(Würm-)schotter. G = Günzmoräne. M = Mindelmoräne. R = Rissmoräne od. = Eiszeit. W = Würmmoräne od. = Eiszeit. M m = Überlagerung von m durch M. R-L-W = Einschaltung von Löss zwischen Ru.W. β = Bühlstadium; γ = Gschnitzstadium; δ = Dan^{III}stadium.

Bd. I: S. 1—394; Bd. II: 395—716; Bd. III: 717—1200.

- Aaregletscher:** R s. Helvet. Gletscher — W 552f. — Laufenschw. (577). — Ob. Gletschergr. 604f. 554. — Zungenbecken 574. — Rückzugsmoränen 557. — β 574f. — γ 630ff.
- Aarethal** 573ff. 599. 612ff. 620.
- Ach, Bregenzer** 433f.
- Achensee** 322ff. 333.
- Adamello:** Gletscherhöhe (861). (866). — Stufenbau 836. — γ 838. 939f. — δ 940.
- Addagletscher:** Ob. Gletschergr. 780. 781f. — Diffluenz 781f. — Moränenamphitheater 790ff. 795f. — W, R 784f. — w, r 785f. — Ferretto 787ff. — Laufenschw. 813.
- Ae²g²erisee** 536.
- Ager** 84ff. 213ff.
- Ainthal** 663. 678f. 680.
- Aletschgletscher** (δ) 629.
- Algäuer Vorberge** 196. 197f. 201. 412.
- Alm** (Oberösterreich) 87. 237f.
- Almgletscher** (R, W) 237f. (239). (241). 369.
- Altmühl** 49. 55.
- Alz** 79. 154. 167.
- Ammer** 176. 178. 187. 197. 195f. 339.
- Ammersee als Zweigbecken d. Losachgl., Alter u. Entstehung** 187ff. 248. — m 183f. — Umkränzung durch W 178. 179. — Terrassierung der Ufer 179f. — Alter Hochstand 337.
- Amper** 71f. 178. 187f.
- Anedsch** 179f. 183f. 186. 191.
- Anney, Lac d'** — 687.
- Apricapass** 780. 804. 812. 824.
- Argen, Untere** 198. 414f.
- Arlberg** 275. 294.
- Arvegletscher:** Gletschergr. 604f. — β 572f. — δ 627.
- Aschau a. Inn** 136.
- Aschau b. Mattighofen (W-L-R)** 155.
- Aschbach** 67. 137. 146.
- Assagletscher** 863.
- Asticogletscher** 862f.
- Attergletscher:** Zuflüsse vom Traungl. 205. — Gefälle 215. — die 3 Moränengürtel 213f. — M 87. 214. — R 85. 214f. — W 85. 215.
- Attersee:** Umkränzung durch Moränengürtel 213f. — Entstehung 215f. 248. 116. — Bodenrelief 216. 250. — Alter Hochstand 365.
- Au a. Inn (R-W)** 130.
- Augsburger Feld:** (r) 41. — Ausdehn., petrograph. Charakter u. Alter 41. 42. — Gefälle u. Moränenverknüpfung 42ff. 55. (198). — Parallelisierung 47. — Beziehung zum Isargletscher 55f. 63.
- Augütl** 90ff.
- Aurach** 87. 206. 209. 236.
- Aurachgletscher (R)** (210). 236.
- Avisiothal:** Gletscherhöhe 857f. β 941.
- Baarburgnagelfluh** 506. 512.
- Baldegger See** (502). 537.
- Baldo, M., Lokalvergletsch:** 866.
- Balmes Viennoises** 643ff.
- Basel, Schotter** 453ff.
- Bauhofer Berg (g)** 32f.
- Bayard, Col** 698. 725ff.
- Belledonnekette** 682.
- Bellegarde, Schotter von:** 561. 565.
- Belluno, Becken von:** Eishöhe 960ff. — Übertiefung 983f.
- Belvedereschotter** 82f. 372.
- Berchtesgadener Land** 312f. 360ff.
- Bergell** 804.
- Berliner Hütte** 280f. 299.
- Bern, 552.** 557f. 574.
- St. Bernhardin** 780.
- Bessa** 765f.
- Biebnagelfluh** 148f. 255.
- Bieler See** 567f. 570.
- Biella, Gegend von** — 768f.
- Bléonethal (r, m, W)** 733f.
- Bodensee** 416ff. 426. 435.
- Bonne Femme (Magdal.)** 705.
- Borlezzathal** 829ff. 825.
- Bourget, Lac du** 685ff. 689.
- Bozen, Umgebung** 856f. 891. 924f. 929
- Brandenberger Thal** 323.
- Brannenburg intergl. See** 148ff.
- Brembogletscher** 838.
- Brenner** 277. 297. (302). (853). 893.
- Brentagletscher** 954—1003. — Zuflüsse 862. — Gletscher-

- höhe 959 f. — Ende 964 f. — w 965. — r 966. — Übertiefung 908. 958.
 Brixenthal 320 ff. 1167.
 Brugg, Umgebung 443 ff.
 Buchstein 241 f.
 Buech 723 f.
 Caldona zoose 908.
 Canonica, Val. Prägl. Thalboden 835. — Übertiefung 834 ff. 844.
 Castenedolo 874 f.
 Cavallina, Val 825. 829. 835.
 Cavazzo, Lago di 1026.
 Cellina, Val 980.
 Centovali 803.
 Chambéry (Umgebung) 688 f. 686. 1157.
 Chartreuse, Grande 661 f.
 Chiemseegletscher 166 ff.
 Chiesegletscher: Gletscherhöhe 866 f. (885). 886. — w, r 886. — Zungenbecken 885 f.
 Christkindl 90. 93 f.
 Cismongletscher 958 f. 962. 963. 983. — Schneegrenze 979. — β 979.
 Comosee: Übertief. d. Seethales 804 f. — Entstehung 807 ff. — Rückläuf. Terrassen 808. — Gabelung 809 ff. — Quartäre Änderung des Ausflusses 797. — Seegeschichte (813 f.)
 Cordevoletal 958. 962. 983. 1002.
 Saint-Cosme, 667 ff.
 Cottische Alpen 752 ff.
 S. Croce, Thal von 985 ff.
 Croix haute, La 694.
 Dachstein: Ortsfremd. Material im — 213. 218 f. — Höhe d. Ennsgl. im S 270. — Fehlen d. Kare 286. — Tröge 312 f. — Rückzugsstadien 366 ff.
 Deferegenthal 1067.
 Deganogletscher 1005 f.
 Deiningner Moos 178. 187.
 Dévoluy (Schneeegr.) 699.
 Dobratsch 1096. 1118.
 Dolomiten, Ampezzaner 956 f. 981 f. — γ 1002 f.
 Dombes 646 ff. 666.
 Donaumoos 52 f.
 Donauthal: Lauf d. D. während d. grössten Vergletsch. 410 f. — Altglac. Lauf üb. Blaubeuren 399. — Verbiegung von g zw. Ulm u. Neuburg 52 f. — Wellheimer Trockenthal 49 f. 55. — Neuburger Enge 56. — Terrassen a. d. Isarmündung 73 f. — Durchbruch v. Passau 74 f. 79. — g-u. r-Terrassen zw. Linz u. Melk 97 ff. — Zw. Melk u. Wien 101 ff. 104 ff. — Durchbruch im Laufe d. Eiszeit 116 f.
 Dora-Baltea-Gletscher 761 f. — W (Amphitheater) 761 ff. — R 764 f. — r 765 f. — w 766. — M 766 f. — Gletscherhöhe 763. 764. — Übertiefung 764. Zungenbecken 763 f.
 Dora-Riparia-Gletscher 755 ff. W 756. R 757. — Gletscherhöhe 756. — w, r 757 f. — Zungenbecken 756.
 Dracthalgletscher 694 . β 698.
 Drancethal (Chablais) 554. 563 f.
 Drancethäler (Wallis) 605. 608. 612. 619 f. — γ , δ 625 ff.
 Draugletscher: Zuflüsse u. Eis- höhe 1066 ff. — Diffluenz u. Eisfächer 1073 ff. — W 1075 ff. — w 1078. 1080. 1082 ff — r (?) (1086 f). 1098. — R 1097 f. 1110 f. — M 1103 f. — m 1103 f. M-R 1111 f. — R, W 1110 f. — Drumlin 1093. — Übertiefung 1066 f. 1071 f. 1073 f. — Zweigbecken 1078. — Umfließungsrinnen 1075. 1078 f 1080. 1088 f., risseiszeitliche 1098. — Centripetale Gerinne 1092. 1114. — Rückzugshalte 1089 ff. — β 1115 f. 1117 f. — γ , δ 1118.
 Drauthal: Morphograph. Übersicht 1062 ff. — Übertiefung 1066 ff. 1071 f. 1073. — fluvioglac. Terrassen 1082 f. — Gesimse 1113.
 Dürrenstein 244.
 Durancegletscher 719—733. — Schotter (m, r, w) 720 ff. — Moränen (R, W) 721 f. 724. 727. — Gletscherhöhe 726. — Zungenbecken 724 f. — Lau-
 fenschw. (722). — Achenschw. 728 f. — β 729. — γ , δ 734 f. — Prägl. Thalboden 725. 728. — Schneeegr. 741.
 Eggenenthal 891. 943 ff.
 Eibsee 193 f.
 Eifischthal (γ) 627 f.
 Eighal gletscher 546.
 Eisackgletscher: Gletscherhöhe 853. 856. — Übertiefung 893 ff. — β 929 ff. — γ 931.
 Eisackthal 891. 893 f. 929 ff.
 Eisenerzer Alpen 1135.
 Elio. Lago d', 813.
 Embach 355 f.
 Emmenthäler 536. 539. — Lokalvergletsch. 546. — R 490.
 Engadin 276. 294 f. 349. 382.
 Enns gletscher (s. Traun-Enns platte). R 224. 225. 227. — W 230. — Gletscherhöhe 270. 230. — Übertiefung 311. — Zungenbecken 230 f. 232. (249 f). — Diffluenz 231. 225. — Zuflüsse zur R-Zeit 242 f. β 369 ff.
 Ennsthal: Übertieftes Längsthal 230 f. 232. 311. 369 f. — Gessäuse, s. d. Terrassen bis Steyer 223 ff, um und unter Steyer 89 f. 94. 95. 97. — Alt. Ennslauf zur Ybbs (g) 98 f.
 Ennsthaler Alpen 240 ff. *Epan*
 Eringer Thal (γ) 627 f.
 Erlauf 100. 245 f.
 Etschgletscher (vgl. Eisack-Garda-, Pusterthalgletscher, s. Etschthal): Gletscherhöhe 852 ff. 856 ff. 864 f. — Diff- fluenz 860 ff.—Moränenamphi- theater v. Rivoli Ver. 887 ff. — β , γ , δ 924 ff.
 Etschthal: Übertiefung u. Thal- böden 890 ff. — Hypothet. Lauf üb. Terlago u. alter Lauf durch Loppiothal 899 f. — Bergstürze u. Schuttkegel im — 913 ff, dergl. glaciale Gebilde 922 ff. — Gletscherrückzug 948 ff.—Etschthalsee unterh. Rovereto 888.
 Fellathal 1007. 1018 f. *Fellathal*
 Fernpass (271). 292 ff. 336.

- Fier 693 f.
 Fiescher Gletscher 622. 629.
 Flattnitzhöhe 1121 f.
 Fleschützen (G) 37 f. 40.
 Flims (Bergsturz) 430. 436 ff.
 Flurlingen 421 f.
 Förschenbach 148 ff.
 Freiburger Alpen (β , γ) 631 f.
 Fritzthal 308. 352 ff.
 Fuschlsee 205. 217. 235.
- Gailitz 1058. 1069 ff.
 Gailthal 1068 ff. 1108 ff. 1094. 1113.
 Gailthaler Alpen Eisdurchflutung 1068.
 Gardagletscher: Gletscherhöhe 861 f. 880. — Verbauungen u. Umfließungsrinnen 879 ff. — Moränenamphitheater 867 ff. — Zungenbecken s. Gardasee. Zweigbecken 907. — W, w 867 ff. 880 f. — r 892. — R 869 ff. 875 f. — FM 872 ff. (876). — m 872. 874. — G 872. — g 872. 874. — β 933 f. — γ 939.
- Gardasee 878 ff. — Gehänge u. Bodenrelief 878 f. — Über- tieftes Seethal 904. — Ent- stehung 889. 904 ff. — inter- glacialer — (876). 918 f.
- Geinberg (g) 77.
 Gemmi 606. 631.
 Genf, Umgebung 561 ff. 569.
 Genfer See: Bodenrelief 559 f. 568 f. — Entstehung 567 ff. Seegeschichte 563. 569 f. 573. — Rumpfebene d. Umgebung 472 f. Moränen u. Schotter 558 ff.
- Genova, Val di 861. 902. 938.
 Gesäuse 229 f. 230 f. 233.
 Gessothal 751 f.
 Glan 1090. 1091.
 Glasenbach 159 ff.
 Glatththal 502. 504 f. 527 f.
 Gleinalpe 1134.
 Gleissenthal 59. 66. 178.
 Gmundener See: Lage 205. — Bodenrelief 209. 250. — Ent- stehung 211 f. 248. — Alter Hochstand 364.
 Goldeck 1072. 1096.
 Gosauseen 312 f. 368.
- St. Gotthard 606. 780.
 Graische Alpen 760 f.
 Gräzer Bucht 1130 f. 1137 f.
 Grenoble (Umgebung) 677. 684. 689 f.
 Grimsel 605 f. 613.
 Grödner Thal 856. 948.
 Grönenbacher Feld (m) 28—39. 48. 54.
 Grossachengletscher s. Chiem- seegletscher.
 Gross-Weil 192. 338 f.
 Grundsee 368. 377. ¹⁹¹⁴ ¹⁸⁸⁵
 Gschnitzthalgletscher 343 f. 347
 Günz 55. 110. — westliche — 37. 199. — östliche — 198 f.
 Gurkthal, Oberes 1074 f. 1122. — Umfließen des Drauglet- schers 1075. 1078 f. 1088. 1091.
- Haller Mauern 241.
 Hallstädter See 312. 366 ff.
 Hallwiler See (502). 537.
 Happerg (m/M) 182. 186.
 Heiligenberg M/m 400.
 Helvetischer Gletscher (R).
 a) Schottergebiet (Ausserhalb Haupt-W): Allgem. 459—469. — (p 457 f. 467. 479 f.). — g u. m 444 f. 447 ff. 451 ff. 455 ff. — r 443 f. 446. 449 f. 453 ff. — w 443. 445. 449. 451.
 b) R 450 f. 459. 481—496. — Ob. Gletschergr. 482 ff. — Zungenbecken 495 f.
- Hinterseealthalgletscher 233 ff.
 Hitzenhofener Feld (r) 28 ff. 39. 48. 55.
 Hochfeld (g) 30—40. 42. 44—54.
 Hochschwab (w, r) 1135 f.
 Höchsten (g, G) 400. 411.
 Höllengebirge 210. 235 f.
 Höttinger Breccie 383—329. — Schutt 326.
 Hohe Rain (g) 30 f.
 Hollenburger Nagelfluh 1102 f. 1107 f. 1111 f.
 Hopfinggletscher 223. 240.
 Les Hoteaux (Magdal.) 704.
- Idriathal 1031.
 Idrosee 886.
 Ill 429. 434 f. 439 f.
- Illergletscher 196—204. (s. Iller- Lechplatte u. Riss-Illerplatte): — W 36. 47. 197. — R. 36. 200. — M 37. 200. — G 37 f. — Gletschergrenze 197. — Gefälle 197. — Schneegr. 197 f. (256). — Übertiefung 203 f. Zungenbecken 200 f. 36.
- Iller-Lechplatte 27—58. — Die 4 Schotterfelder b. Memmingen 28—40, b. Kaufbeuren 40—47. — Zusammenfassung: g 48—54. — m 54 f. — r 55 f. — w 56 ff. — Löss 56. (32). (41). — Thalentwicklung 57 f.
- Illerthal 203 f. 200 f. 28—39.
 St. Immerthal 495. 552. 585 f.
 Inngletscher 1) s. Engadin. 2) Glet- scherhöhe und Transfluenz zw. Landeck u. Rosenheim 267 ff. 271. 274. 133. — Übertiefung 290 ff. 294 f. 142 ff. — 3) Sub- alpiner Eisfächer 127—150: Übersicht 127 f. — W 128 ff. 132 f. 79. — R, M 134 ff. 79. — Ver- schied. Grösse d. Eislappens in M, R, W 135 f. 137 f. 138 f. — Drumlins 138. — Laufenschw. 138 f. — Achenschw. 341 ff. 1166 f. — Zungenbecken 138 ff. 146 ff. — Intergl. See daselbst 143 ff. — Stammbecken 147 142—148. — Zweigbecken 147. 140 ff. — Peripher. u. zentri- pet. Entwäss. 139 ff. — 4) s. Inn-Salzachplatte. — 5) β : Endmoränen 318 f. — Drum- lin 319. — peripher. Entwäss. 321 f. 323. — Gletschergr. 335 f. — 6) γ , δ 349.
- Inn-Salzachplatte 75—80.
 Innsbruck (Umgebung) 261. 264. 268. 291. 326. 331 f. 351. 383 ff.
- Innthal: 1) ob. Landeck 276. 294 f. 349. — zw. Landeck u. Wörgl 267 ff. 290 ff. — Durchbruchstrecke 142 ff. — 2) im Moränengürtel 128 ff. 134. — 3) Extramoräni- sches g 77. — m 77 f. — r u. w 76—79. — s. Schär- dinger Trichter.
- Innthalterrasse 290 f. 315—332.

- Irchel (g) 405. 470 f.
 Irrsee 216 f.
 Isargletscher 176—196: No-
 menklatur 196. — Asymmetr.
 Entfaltung 176 ff. — Geringe
 Ausdehnung d. M-Vergletsch.
 186 f. (254). — W 178 ff. —
 R 180 f. — M 65. 182. (184). —
 Gletscherhöhe 195. 180. —
 Gefälle 180. — Drumlins 190 f.
 Laufenschw. (191). (195). —
 Stammbecken 191 f. 195. —
 Zweigbecken 187 ff. (195). —
 Peripher. Entwäss. 179. —
 zentripetale Entw. 195. 187. —
 β (194). 337 ff.
 Isarthal: ob. Tölz 195. 340. —
 — als glac. Ausflusstor 176
 178. — ob. Wolfratshausen
 197. (187). — ob. München
 59—66. 68 f. — Bezieh. zur
 Münchner schiefen Ebene 59.
 70. 71. — unterh. Landshut 72 f.
 Ischl 205. 217. 218. 365.
 Iselthal 1067.
 Iscn 79. 135.
 Iseosee: Entstehung 836 f. 844 f.
 — Interglac. See 833.
 Isèregletscher (Schottergebiet u.
 R s. Rhodan. Gletscher: W
 676 f. — Gletscherhöhe 679.
 — Laufenschw. 688 ff. —
 Übertiefung 684 f. — Zungen-
 becken 677 f.
 Isèrethal 656 ff. 676 ff. 684 f.
 Isèrethalterrasse 688 ff.
 Isonzogletscher: 1027 — 1042 :
 Eishöhe 1029 f. — W 1030 f.
 1032 f. — w 1031. 1033. —
 Laufenschw. 1034. — Über-
 tiefung u. Thalböden 1035 ff.
 Zungenbecken 1037, postgl.
 See darin 1038. — Schneegr.
 1035. — β (1029). 1041.
 Ivrea, Moränenamphitheater v.
 — 761 ff.
 Jaufenpass 853.
 Jaunthal 1080. 1084.
 Julische Alpen 1041. 1058 f.
 Jura (Schweizer): Vergletsch.
 481 f. 585. 587. 680. — Glac.
 Durchflutung des s. Teiles
 662 f. — Ungeglied. SO-Ab-
 fall 593. — Bezieh. zur prägl.
 Rumpffläche 469. — Pliocäne
 Rumpffläche 474—480.
 Kaisergebirge 259 f. 264. — β
 316 f.
 Kalterer Plateau 924 f.
 Kanderthal 630 f.
 Kanzel, Auf der (g) 41. 44.
 Kapuziner Berg 159. 255.
 Karawanken 1094 ff. 1101. (1118).
 Karrer Pass 857.
 Karwendelgebirge 272 f. 285 f.
 Katschberg 1072. 1121.
 Kessler Loch 423. 705.
 Kitzbüheler Alpen 269. — β —
 357. 390.
 Klagenfurter Becken 1073 ff.
 1099 ff. 1113.
 Klettgau 406. 409 f.
 Klönthal 634 f.
 Knittelsfeld, Becken v. 1126 ff.
 Kochelsee 191 f. 338. 340.
 Königsee 312 f.
 Koralpe 1096.
 Krems (Fluss) 81. 88 f. 220 f.
 Krems (Stadt) 102 f. 106.
 Kremsmauer 239.
 Kreuzberg 854. 957.
 Kronburg (g) 30 f.
 Kufstein 290.
 Kufsteiner Terrasse (β) 319.
 142. (316).
 Lammerthal 363 f.
 Langbathgletscher (R, W) 236.
 Langensee: Übertieftes Haupt-
 thal 801 ff. — dsgl. Tocearm
 800. — Entstehung 807 ff.
 799. — Plioc. Thalbodenreste
 802. 809. — Seegeschichte 814.
 Latemargletscher 946 f.
 Laudach 210.
 Laudachgletscher 236.
 Laufen 151. 156 f.
 Laufenburg a. Rh. 449. 485.
 Laussagletscher 241.
 Lavantthal 1084 f.
 Lechfeld 41 f. 47 f.
 Lechgletscher 196—204: W 43.
 47. 197. — R 43 f. 198 f. —
 M 43. 199 f. — Gletscherhöhe
 197. — Gefälle 197. — Über-
 tiefung 202. — Zungenbecken
 200. — Zungenfurchen 201 f.
 Lechthal: Ob. 273. — zw. Reutte u.
 Schongau 202. — Alter Laufins
 Wertachthal 197. — Extramo-
 ränese 40—45. 52 ff. 55. 58. 184.
 Ledrothal 884 f.
 Leffe (Interglacial) 839 ff.
 Leizachgletscher 169.
 Lenothäler 864. 940 f.
 Liesergletscher 1072. 1121.
 Ligurische Alpen 750 ff.
 Limmatgletscher s. Linthgletsch.
 Limmatthal 443 ff. 498.
 Linthgletscher (R s. Helvet.
 Gletscher): Ausdehn. zur R-
 Zeit 494 f. — Eishöhe 501.
 604. — W 445. 496 ff. — Über-
 tiefung 515 ff. 620. (s. auch
 Zürichsee). — Stamm- u. Zweig-
 becken 524 ff. — Laufenschw.
 499. 510 f. — Drumlin 504. —
 Rückzugsmor. 502 f. — β
 528 ff. — γ , δ 633 ff.
 Linththal 515 ff. 620. 633 ff.
 Loisachthal: Oberstes 293. —
 Übertiefung 193 f. — Ab-
 lenkung d. L. (187). 194. —
 — als glac. Ausflusstor 176.
 178. 196. 273.
 Loppiopass 865. 899 f. 913.
 Lorze 507 f.
 Lowerzer See (536). 541.
 Luegpas 310. 352.
 Lugano, Gebiet von: Eiser-
 füllung u. Diffluenz 782 f. —
 Gletscherzungen 794 f.
 Luganosee Übertiefung d. See-
 thales 803. 805 f. — Entsteh.
 807 ff. — Bodenrelief 814. —
 Plioc. Thalbodenreste 806. —
 Interglac. See 814 f.
 Lukmanier 428.
 Lungau 1123. 1125. 1132. 1138.
 Lunzerseegletscher 244. (246).
 Lyon, Umgebung 641 ff.
 Maggiathal 802. 803.
 Maggiore, Lago s. Langensee,
 Mailand 793.
 Maloja 276. 804. 823.
 Malpensadabreccie 919 f.
 Mangfall 67. 72. 139. 170. 172.
 Marchfeld 101. 105 f.
 Marino, Val 969 f. 972 ff.
 Mattig 78 f. 153. 158. 176. 214 f.
 Mauriapass 958. 1004 f. 1019.
 Mellagletscher 842 f.

- Metnitzgletscher 1122 f.
 Memminger Feld (w): petrograph. Charakteristik 30. 32. 34. — Gefälle u. Mächtigkeit 34ff. 39. — Moränenverknüpfung 36. — w 48.
 Memminger Trockenthal 28. 30—39. 201.
 Menzigen, Plateau v. 505 ff.
 Mieminger Kette 261. 266. 267. 345 f. 388.
 Millstädter See 1072. 1113 ff.
 Mindel 44. 52. 54 f. 110.
 Minstergletscher 545.
 Misurinasee 1003.
 Mittelland, Schweizer: Landschaftl. Schilderung 496. 548 f. 567 f. 598 f. — Glac. Geschichte 584 f. 600 f. — Moränen, Fossilfunde, Schieferkohlen, Löss 578 ff. — Geomorph. Zusammenfassung 589 ff.
 Möllthal 1067. 1071 f. 1118.
 Mönchsberg 161 ff. 255.
 Molvenosee 914.
 Mondsee 217.
 Montello 974 ff. 992 f.
 Montiggler Seen 924.
 München, Umgebung 62.
 Münchener schiefe Ebene 58—75. Allgem. 58 f. 70. — Die 3 Schotter 59—63. 66—68. — Parallelisierung 63. — Gründe für deckenförmige Ausbreitung aller 3 Schotter 68. 115. 122. 186 f. — Verknüpfung mit Moränen 59. 63. 64. 65. 181 f. (184). — Verschüttung alter Täler 68 f. — Fluviale Interferenz 69. 188. 195. — Löss 60 f. 70 ff.
 Münchener Deckenschotter: Aufschlüsse 60—64. 73 f. 181 bis 186. 66 ff. Moränen 65. 182. (184). — Parallelisierung mit m 65 f. 108. 184. — Gestörte Lagerung 64. 65. 122. 184 ff.
 Münchener Feld (w) 60—63. 66 ff.; Moränenverknüpfung 64. 176. 178. — Wolftratshausener u. Würmseeschotter 182 f. 187 ff. — Aufragungen älterer Schotter am Rande 67 f. 71, in d. Mitte 69 ff. — Entstehung 71 f.
 Mürzthal 1128. 1129 f.
 Murgletscher 1118—1133: Eishöhe u. abzweigungen 1120 ff. — Zunge (W) 1124 f. — w 1126 f. 1128. 1130. — r 1127 f. 1131. — m, g (1128). 1131. — Schneegr. 1132 f. 1138 f. — Übertiefung 1125 f. — β 1132.
 Murnauer Moos 255. 192. 338.
 Murnauer Schotter (β) 337 f.
 Murthal 1125 ff. 1129 ff.
 Napf 471 f. 599 f. 583.
 Natisone 1032 ff. 1038 f.
 Neuenburger See 567 f. 570 f.
 Neumarkter Sattel 1078. 1123 f.
 Nonsberg 897. 938 f.
 Nürnberger Hütte 263 f. 280. 298. 347.
 Oberalmgletscher 175 f.
 Ober-Günzburg 40. 198 ff.
 Oberstdorf 203 f.
 Oetscher 244 ff.
 Oetzthal 278 f. 292. 295 ff. 302 ff. (332). 348 f. 393.
 Offenseethalgletscher 237. 239. 369.
 Ogliogletscher 823—838: Gletscherhöhe 824 f. — Diffusion 825. 829 f. — Amphitheater 825 f. — W, R 825 f. 828 f. — w, r 826 f. — Übertiefung u. Thalböden 834 ff. — β (838).
 Ortalgletscher 793 f. 797 f.
 Ortasee 799 f.
 Ortlergruppe 926 ff. 940.
 Ossacher See 1073. 1093.
 Osterhorngruppe 233 f.
 Paar 52. 57 f.
 Paltenach 230 ff.
 Paznaun 294. 349.
 Pellicethal (w, m, β , γ) 752. 753 f. 754 f.
 Peissenberg, Hoher 178. 180. 201.
 Pellegrinothal 942 f.
 Pergine, Pass von 862.
 Pesiotal 751.
 Pfitscher Joch 277.
 Pianico (R-W) 830 ff. 821.
 Piavegletscher 954—1003: Wurzeln und Eishöhe 956 ff. 963. — W; Amphitheater 966 968 f. 969 f. — w 967. 969. 970. 973 f. — R 971 f. — r 972. m 973 f. — g 974. — Ferretto 974. 976. — Laufenschw. (998). — Schneegr. 979 ff. — Übertiefung 981 ff. — β , γ 979. 999 ff.
 Pilach 100. 104.
 Pilatus 546. 607.
 Pilsensee 178. 183. 188.
 Pinzgau 308.
 Piora, Val 801.
 Poebene: Entstehung durch Verschmelzen der Schotterfelder 718. 746. — Ober- u. Unterpiemont 775 ff. — als Senkungsbiet: Lombardei 792 f. — Vicenza 889. — Venetien 967. 1013 ff. 1021 ff.: — Aussehen zur Eiszeit 1148 f.
 Pölstal 1125. 1134.
 Pölgletscher 752
 Predilpass 1028 f.
 Priengletscher 168 f.
 Primörthal 958 f. 962. 983. 1000 f.
 Pusterthalgletscher. Eishöhe 853 f. — Übertiefung u. Gesimse 895 f. — γ 934 ff.
 Radmannsdorf, Becken v. 1048. 1055 f.
 Radstätter Tauern 277 f.
 Raxalpe 1136 f.
 Re (Interglacial) 816 ff.
 Reichenhall 163. 174.
 Reschenscheideck 275 f. 295. (302). 349. 853.
 Reussgletscher (R s. Helvet. Gletscher): Ausdehnung zur R-Zeit 494 f. — W 443. 445. 496 ff. — Laufenschw. 499. 510 f. — Drumlin 504. — Ob. Gletschergrenze 604. 501. — Gefälle 502. — Übertiefung 534 ff. — Stamm- u. Zweigbecken 536. — Rückzugsmor. 502. — β 538 ff. — γ , δ 632 f.
 Reussthal: ob. Flüelen 613 ff. 620. — s. Vierwaldstätter See. — unterh. Luzern 443 ff. 498 f. 539.
 Rheinfeld (Umgeb.) 450 ff.
 Rheingletscher. 1) Inneralpiner 427—440: Eishöhe 416.

- 427f. — Schneegr. 411. 427. — Übertiefung 428 ff. — β 434f. 438f. — γ 436 ff. — δ 439. 2) Moränengebiet 409—426: G 400f. 407. — M 400. 407. 420. — R 409 f. 420. — W 411 ff. — Drumlin 414f. — Laufenschw 415. 422. — Stauseen u. peripher. Entwäss. 415. — Stammbecken 413f. — Zweigbecken 413f. 419f. 3) Schottergebiet 397—409: g 397. 398. 400f. 403 ff. 406. 407. — m 398. 399ff. 404f. 406. — r 398. 399. 402. — w 398f. 402. 412. Rheinthal: ob. Chur 428. 430ff. 436ff. ob. Bodensee 427ff. 434ff. — s. Bodensee — zw. Stein und Basel. 402ff. 449ff. 485f. 495f. — unterh. Basel 456ff. 462. 466ff. Rhodanischer Gletscher 660. 1) Moränengebiet (660—681) (s. auch Isère- und Rhonegletscher). — R (644). (650). (651). 665f. — W 643. 663. 678f. — Eishöhe zur R-Zeit 661, zur W-Zeit 679. — Eisstromnetz durch südl. Jura-ketten 662 ff. — Übertiefung unterh. Genf 682ff. — Schotter innerh. W 693f. — Zungenbecken 679. — Schneegrenze 680f. 690f. — 2) Schottergebiet (641—659). — (p 649f. 654f.). — g 652f. — m 646 ff. 651f. 657. — r 643f. 646. 650. 651 ff. 656. — w 643. 651f. 656f. Rhonegletscher (R s. Helvet., Rhodanischer Gletscher): Ausdehnung zur R-Zeit 494f. 665f. W 445. 550 ff. 678f. — Gletscherhöhe 604f. 554. 661. — Laufenschw. 561f. 569. — Schotter im Bereich von W 560ff. 693f. — Zungenbecken (s. Genfersee) 567ff. 679. — Übertiefung 566 ff. 679f. 682 ff. — Rückzugsmor. 557ff. — β 571f. 624f — γ , δ 628ff. Rhonethal: Übertiefung und 2 Thalniveaus im Längsthal 608 ff. — Stufenbau 619. — Querthal 566f. 571f. — Hypo-thet. alter Lauf z. Rhein 472. — Juradurchbruch 561. 663f. 679. 682ff. — um Lyon 643f. 646—653. 657. Ridnaun 893. 932. Rigi 501. (534f.). 541. Riss 27. 55. 110. 118. 397ff. Riss-Illerplatte 397—401. Riviera (di Ponente) 735. 738f. 743f. Rojathal 737. Romanche 694f. Roncone, Sattel von (361). 866f. 903. Ronthal 539. Rosengarten 857. 943. 947. Rosenheim, Becken v. — 142 bis 148. — See 141f. 147. — Inter-glac. See im Becken 148ff. Rothwaldfeld (m): Aufschlüsse, Verbreitung, petrograph. Charakter, Alter 41 ff. — Gefälle. Mächtigkeit, Moränenverknüpfung 42 ff. 54. (198). (200) — Parallelisierung 47. 54. — Fortsetzung ins Gebiet des Isargletschers 184. — bei Schongau 200. Saalach 159. 164. 174. Saalachgletscher 174. Saanegletscher 557. Sântis 428. 438f. 1173 ff. Salza (steirische) 242f. Salzachgletscher: 1) Übertief. im Längsthal 269f. 308ff. — 2) im Querthal 274. 159f. — Eis-höhe am Alpenrande 152. — Diffluenz 175f. — Speisung aus Kalkalpen 233f. — 3) Subalpiner Eisfächer 150 bis 166: W 151 ff. — R, M 153ff. 78. — Gefälle 152. — Drumlin 156. — Laufenschw. 156f. 160f. — Löss 155f. — Stammbecken von Salzburg 158f. 164f. — Interglac. See darin 161 ff. — Zweigbecken. 157f. — Peripherische und zentripetale Entwäss. 157f. — 4) s. Inn-Salzachplatte. — 5) β 352ff. — γ 358. — δ 359f. Salzachthal: Längsthal 269f. 308ff. 354ff. — Querthal 158ff. 164f. 308ff. 352f. — im Moränengürtel 152f. (155) 156f. — Schotter 78. 153. Salzburg: Nagelfluh 161ff. — Stammbecken 158f. 164f. — Interglac. See 163f. Saônethal 666ff. Sarcathal: Gletscherhöhe 861. — Übertiefung 901 ff. — Bergstürze 913f. — glac. Gebilde 937 f. Sargans (Thalgabelung) 430. — s. jedoch auch 809ff. 1039. Sarntal 541. Sassina, Val 796f. 810. Sattitzkonglomerat 1093ff. Saulpe 1096. Savegletscher 1044 bis 1062. Eishöhe und -Mächtigkeit 1046ff. — W 1048f. — w 1049ff. — r 1049ff. — g, m 1051f. — Übertiefung und Thalböden 1053ff. — Zungenbecken 1055f. — Laufenschw. (1057). — Schneegr. 1062. — β (1055). 1059. Schabser Plateau 893. 929f. Schärding, Trichter von 76ff. 114. Schafberg 215. 218. 256. 235. Schaffhausen 406. 413. 418. 421f. 423 f. Schlierseegletscher 169. Schmittenhöhe 260. Schnalsertal 926. Schneealpe 1136. Schneeberg, Wiener 1136f. Schoasgletscher 345. Schoberpass 230. Schüssthal 495. 552. Schussenried 422f. Schwarze Wand (M-m) 64f. 186. Schwarzwald 485ff. Schweizersbild 423f. 704f. Seealpen 750 ff. Seefelder Pass 271. 302. 335f. Seethaler Alpen 1134. Sellagruppe 856. 857. 943. 948. Sellrain 330f. Semmeringgebiet 1136. Sempacher See (502). 537. Sengsengebirge 240. Seriogletscher 838f.

Sesiathal (w, r, m, p, W) 769 ff. 794.
 Sette Comuni (Vergletsch.) 863.
 Siders, Bergsturz 624.
 Sihlgletscher 543 ff.
 Sihlthal 503 f. 508 ff.
 Simmenthal 631.
 Simplon 606.
 Simssee 139. 141 f.
 Sisteron 720 ff.
 Söllbach 171 f. 173.
 Solutrè 708 ff.
 Stangalpe 1133. 1146 f.
 Stanzer Thal 349.
 Starnberger See s. Würmsee.
 Steiner Alpen 1060 ff.
 Steyerlinggletscher 238 f.
 Steyrgletscher 220 ff. 239. 240. 369.
 Steyrthal 81. — Oberes 222. 239. — Terrassen um Leonstein 221. 222 f. — unteres 90—94.
 Stubai 279 f. 297 f. 330. 336. 344. 347.
 Stura di Cuneo 751 f.
 Stura di Lanzo 760 f.
 Sugana, Val 862. 908. 959 f. 988 ff. 999.
 Sulzberg 857. 897. 939 f.
 Sundgauer Schotter 437 f. 467. 479 f.
 Tagliamentogletscher 1003 bis 1027: Wurzeln u. Eishöhe 1004 ff. 1069. — Eisfächer (W) 1008 ff. — w 1010 f. — r. 1012 f. — Altquartär und Ferretto 1014 f. — Übertiefung 1017 ff. — Zungenbecken 1017 f. — Interglac. Delta 1024 ff. — Schneegr. 1015 f. — β (1016).
 Tanaro 777.
 Tanarogletscher 751. 753.
 Tarvis 1006. 1028. 1046. 1058. 1069.
 Taubenberg 68. 178. 201.
 Tauernthäler, nördl. 281. 307. 311. 358 ff. 370 ff. — südl. 1067. 1071 f. 1118. 1125 f. 1132. 1134 f.
 Tauferer Thal 853. ϱ 46
 Taxenbach, Enge v. 309 f. 354 ff.
 Tegernseegletscher 169—174. — β 340.
 Terlagopass 860. 899. 901.

Tessingletscher: Ob. Gletschergr. u. Diffluenz 780 f. — W, R 785. — w, r 785 f. — Ferretto 797 ff. — Moränenamphitheater 789 ff. — Laufenschw. (813). — Übertiefung 800 ff. (s. Langensee).
 Tessinthal 800 f. 809. — unterh. Langensee 785 f.
 Teufelsgraben 59. 187.
 Thur 413.
 Thurnpass 166. ϱ 57
 Tierser Thal 947.
 Tinéethal 736.
 Toblacher Feld 853 f. 936 f.
 Toblinosee 914.
 Tocethal 799 f.
 Toggenberg 412.
 Tonalepass 824. 857. 939 f.
 Totes Gebirge 237 ff. 313. 368 f.
 Traisen 103 f. 106. 246.
 Traun, Bayerische 167 f.
 Traun, Rote und Weiße 174.
 Traun - Ennsplatte 89—100: Übersicht 80 f. 97. — g 81—83. 86—88 90. 92 f.
 (Fauna). —
 m 85—87. 88. }
 r 83—85. 87 88. } 90—97
 213. 214 f. } (Um-
 w 83—89. 208. 221. } geb. v.
 237. } Steyr)
 Löss 81. 92 f. 97. — 91.
 Im Ennsthal ob. Steyr:
 g 224. 226—228. 228 f. 232. — r 226—228. — w 223. 225. 226. 229. 231. 242.
 Traungletscher 204—220: Inneralpiner Gletscherfächer 204 f. 218. — Zentralalpine Zuflüsse 218 f. 231. — Kalkalpine 236. 237.
 1) Traunthalzweig. Die 3 Moränengürtel 206. 212 f. — M 207 f. — R 206. 85. — W 208 ff. 85. — Gefälle von W 209 (218). — Übertiefung 210 ff. 311 ff.
 2) Attergletscher s. diesen.
 3) Mondsee- Irsee- und Wolfgang - Fuschlsee- Zweig. Zuflüsse 205. — Diffluenz 217. M 214. — R 215. — W 216. 217 f. — Gefälle von W 216. —

Zungenbecken 217. — Zweigbecken 217. (176).
 4. β 364 ff. γ 366 ff. δ 368 f.
 Traunsee s. Gmundener See.
 Traunstein 236.
 Traunthal: Übertiefung 210 ff. 311 f. — Stadiale Ablag. 364 ff. Trichteröffnung 205 f. — Aufschlüsse zw. See u. Traunfall 208. 212. g, m, r, w 81. 83. 84 ff.
 Travers, Valde 551 f.
 Travignolothal 858. 897. 941 f.
 Trettach 203 f.
 Trient, Umgeb. 859 f. 892. 915 919 f.
 Trientgletscher (γ , δ) 627.
 Tullner Feld 101 f. 105 f.
 Turracher Höhe 1121.
 Übergossene Alm 259 f. 286. 313. 356. 359.
 Überlinger See 413 f. 416 f.
 Ütlberg 471. — Nagelfluh 512 f.
 Untersberg 159. 165.
 Untersee 413 f. 416.
 Vanoithal 959. 999 f.
 Varese, Lago di 790.
 Varonenagelfluh 917 ff.
 Varthal (R; w, W) (g, m, r, w) 735 f. 737 ff.
 Vellach 1076 f. 1080. 1088 f. 1091 f. 1095. 1106.
 Veltlin 803 f.
 Verdonthal (w, W, R) 734 f.
 Vermenagna (Schneegr.) 751.
 Vermiglio, Val 897. 939.
 Veroneser Klause 887 f.
 Vésubiethal 736 f.
 Vicentiner Alpen 862 ff. 865 f.
 Vierwaldstädter See: Intergl. u. präglac. Boden des Seethales 534 ff. — Stamm- u. Zweigbecken 536. — Entstehung 537 f. — Bodenrelief 540.
 Vigezothal 781. 816 ff.
 Villach, Umgebung 1079. 1073. — 1093 f. 1108. 1112. 1113. 1118.
 Villereversura 707.
 Vintschgau s. Etschthal.
 Visper Thäler 605. 608. 610 f. — (γ , δ) 628.
 Vöckla 87. 214 ff.

- Wagreiner Sattel** (311). 353.
Walchensee 192.
Weissach 170. 173. 174.
Weissensee 1115ff.
Wertach 41f. 47. 56. 198ff.
Wettersteingebirge 345. 347. 350.
Wien (Umgebung) 105.
Wiener Becken 1137.
Wiesbachhorn 286f.
Wildalpen 242f.
Wildkirchli 1173ff.
Wildschönau 305. 321f.
Wippthal 291. 297. 328ff. 343f.
Wochein 1047. 1054f. 1057.
Wocheiner See 1055.
- Wörther See** 1073. 1092f. 1107f.
St. Wolfgangsee 217f. 365.
Würm 59. 66. 68f. 72. 110. 187.
Würmsee: Entstehung u. Alter 187. 188ff. 248. — Grund für Erhaltung bis heute 254. — als übertieftes Zweigbecken 187. — m im Würmthal 181f. — dessen Verbiegungen 184ff. — Umkränzung durch W 178f. — Terrassierung der Ufer 179. — w am O-Ufer 182f. 187ff. — Alter Hochstand 339.
- Ybbs** 98f. 243f. 114. 225.
Zeller See (Bodensee) 413f. 416.
Zeller See (Pinzgau) 308. 358f.
Zemmgrund 299. 347.
Zermatt 610.
Zillerthal 280f. (290). 298f. 302f. (324) 347f.
Zürichsee: Interglac. Thalboden 517ff. — Kleine Terrassen des Seegehänges 519ff. — Entstehung 525f. — Inter- u. postglac. Hochstand 526f.
Zuger See (536). 537f.

III. Sach-Verzeichnis.

Bd. I: S. 1—394; Bd. II: S. 395—716; Bd. III: S. 717—1200.

(Erläuterungen siehe S. 1183.)

- Accumulation** (von Schottern) (vgl. Schotterfeld, -platten, -terasse) glaciale 108 f. (120). 251. 670. — interglaciale 669 f.
- Achenschwankung** 333. 341 ff. 375. 532 f. 585. 1165 ff. — Prähistorische Parallelisierung 706. — im Brixenthal (321). — Inn 341 ff. 1166 f. — Salzach 356 ff. — b. Kitzbühel (357). — Berchtesgad. Ld. 361. — Lammerthal 363 f. — Traungebiet 366. — Rhein 434 f. 439. — Linth 531 ff. — Durance 728 f. 731. — Etsch 924. 928.
- Allochthone Thäler** 57 f.
- Alpenseen**: Allgem. über Entstehung 248 ff. 595 ff. — Historisches über Theorien ihr. Entst. 2. 6 f. 594. — Heimsche Theorie (189 f.) 249. 594. — Baltzers Argumente 836. 828. 807. 844. — Zerstörung oder Erhaltung 254. 417. 597 f. 686. — s. einzelne Seen.
- Altmoränen**: Allgem. Beschreib. 20. 125. 410 773. — Scheidung in R- u. M-Moränen (20). 135 f. — Altersbestimmung aus Verwitterungsgrad 1157. — Verwischtheit der — im Gebirge 222. — s. auch Günz-, Mindel-, Riss-Moräne.
- Anzapfung, glaciale** 812. 890. 1115. — fluviatile 777.
- Aufriss** 20 f. — Tafel I 1. Aufriss 35. 36. 38. 40. — 2. Aufr. 42. — 3. Aufr. 52. 55. — 4. Aufr. 64. 68. 69. 70. — 5. Aufr. 78. — 6. Aufr. 84. 87. 213. — 7. Aufr. 88 f. — 8. Aufr. 97. 223 ff. 231.
- Autochthone Thäler** 57 f.
- Beckenmündung** 896. 1072. 1125.
- Bergseen**: Entstehung 377 f. — Geschichtl. 8. — Skulpturseen d. österr. Kalkalpen 235 ff. — östl. Zentralalpen (284). — Belledonnette 682 — Seealpen 752.
- Bergstürze**: Fernpass 293. — Ötztal 296. — Flims 436 ff. — Sidlers 624. — Glärnisch 633 f. — Etschgebiet 913 f. — Eisack 932 f. — Isonzo 1039 f. — ferner 193 f. (312). (316). 348 355. 592 f. 630 f. (685). 800 f. 970 f. 993 f. 1027. (1033). (1038). 1118.
- Blockmoränen** 14.
- Botner** s. Kare.
- Bronzezeit** (351). 382. (423). 440. 638.
- Bühlstadium** (β): Allgem. 319. 373 ff. 543. 635 ff. 949 f. 1164. — Prähistor. Parallelisierung 426. — Schneegrenze v. β s. diese. — β an den großen Gletschern s. diese. — Tegernsee 173 f. — Oberbayern (194). 337 ff. — Ammerthal (195). — Höllengebirge 236. — Totes Gebirge (236). 369. — Fernpass (293). — Kaisergebirge 316 f. — Berchtesgad. Ld. 360 f. — Lammerthal 368 f. — Freiburger Alpen 632. — Simmenthal 631. — Romanchegletscher 695. — Gesso, Stura (752). — Pellice (755). — Leno 940 f. — Avisio 941. — Latemar 946 f. — Rosengarten 947. — Resiagletscher (1016). — Intische Alpen 1058. — Steiner Alpen 1061. — Stangalpe 1133. — Seethaler Alpe 1134. — Hochschwab 1136. — Rax 1136.
- Centrifugale, centripetale Entwässerung** s. zentrifugale, zentripetale Entwässerung.
- Ceppo** 788. 795 f.
- Daunstadium** (δ): Allgem. 347 ff. 373 ff. 380 ff. 635 ff. 951. — als Vorstoss 732. 928. — Mieminger Kette 346. — Stubai 347. — Berchtesgad. Ld. 362. — Schladminger Alpen 372. — Rheingebiet 439. — Drance 627. — Rhone 629 f. — Aare 630 ff. — Reuss 632 f. — Linth 634 f. — Durance 732 f. — Seealpen (752). — Engadin 823. — Schnalser Thal 926. — Ortler 926 ff. 940. — Eisack 933 f. — Adamello 940. — Dolomiten 942 f. — Steiner Alpen 1061.
- Deckenschotter**: älterer, s. Günzschotter, jüngerer, s. Mindelschotter.
- Denudationsmeter** 342.
- Denudationsniveau der Karverwitterung** 9.
- Diffluenz, glaciale** 778. 811 ff. — Salzachgletscher 175 f. 358. — Westl. Traungletscher 218. — Ennsgletscher 225. 231. — s. die insubr. Gletscher, Oglio-, Etsch-, Draugletscher.

- Diffluenzstufe 811. — M. Cenere 803. — Porlezza 805. — Terago 860. 901. — Belluno 985. — Brenta 989. — Neumarkter Sattel 1124.
- Diluvium (Saccos) 748. 774. 798.
- Dislokationen s. Krustenbewegungen.
- Doppelthal 174. 1120.
- Drumlin: Def. 16. — Genetesek 191. (251). — Drumlinzone im Zungenbecken 16. 251. — S. die einzelnen Gletscher u. (336). (939).
- Dünen 53. 105.
- Einfächerung 810f. (1039). (1114f.)
- Eisstromnetz 282f. 1141f.
- Eiszeitalter: Def. 21. — Ursachen 1142f. 1145ff. — Absolute Dauer 1168f. — Übersicht üb. die alpine Gletscherentwicklung im — 1141f. — Zahl der Vergletscherungen 109. 247. 463f. 677f. 974. 1053. 1153f. — Historisches hierüber 5. — Nomenklatur 109f. — E. als Zeit vorwiegender Denudation 601ff. — S. Klimatologie des E., Faunen, Floren des E. Permische Eiszeit (1138).
- Endmoränen: Def. 13. — Verschiedenheit in Ausbildung 17. — Inneralpiner Typus 216. — Vgl. Jung- u. Altmoränen.
- Epigenetische Thäler: Donau 74f. — Enns 226. — Wipthal 328f. — Rheinfall 418. — Tamina 434. — Laufenburg 449. — Schweizer Mittelland 470f. 598f. — Sihl 544. — Rhone 566. 619. — Fier 693f. — Drac 696. — Astico 863. — Etsch 887f. — Eggenthal 945f. — Vellach 1077.
- Erdpyramiden 628. 697. (728). (737). (921). (929). (944f.)
- Erosion, fluviale: Rückwärts einschneidende 57f. — Seitliche — 72. 113ff. 332. — Selektive — 255. — Vergleich mit glacialer 314.
- Erosion, glaciale (vgl. Übertiefung, Stufenmündung, Thalstufen, Trog, Beckenmündung, Mündungstrichter, Zungenbecken). Notwendigkeit der Annahme der — 249f. 313f. 590. — Geschichtl. 2. 6. — Art der — 836. — Quantitatives Beispiel 593f. — Selektiver Charakter 191ff. 202f. 252ff. 368. 683. 694f. 893f. (s. Rippung).
- Erosionsbasis 75. 977.
- Erosionsterrassen: Prinzipien ihres Verfolgs 911ff. — Allgem. 288. — Heims Thalböden 431f. 616f. — Vgl. Mittelgebirge. Schulter. S. pliocäne, präglaciale Oberflächenzüge des Alpenlandes, Interglacialzeit. — Marine Strandterrassen d. Riviera 738f. 744. — Postgünzterrasse im Montellogebiet 976 ff.
- Erratisches Material: als Mittel zur Bestimmung d. ob. Gletschergrenze 258ff. — Zugehörigkeit ders. zur W.-Vergletsch. 283f. 606. — älterer Vergletsch. 210. 240. 490. 494f. u. a. z. B. 880. 961. — Verteilung des — im Gebiet des helvet. Gletschers 556f.
- Faunen des Quartärs 703ff. 743ff. 1169ff. 92. 465f. 580. 1147. 1148f. — Pliocäne 647.
- Feld s. Schotterfeld.
- Felsterrasse s. Erosionsterrasse.
- Ferretto 766f. 773f. 788f. 798.
- Flinz 60.
- Floren glaciales 579. 1147. — interglaciale 820f. 841. 1157. — postglaciale 1147.
- Fluvioglaciale Ablagerungen: Def. 4. 13. — S. Schotterfeld, -platte, -terrasse, Günz-, Mindel-, Riss-, Würmschotter.
- Flyschzone (des nördl. Alpenrandes) 151. 164f. 213.
- Geschiebemoränen 14.
- Geschwindigkeit eiszeitlicher Hauptgletscher 593. 854f. 1151f.
- Glacialformation: Geschichtl. d. Begriffs 1. — Def. 13. — Versch. Klassifikationen 13f. 14f. 15ff.
- Gletschergrenze, obere: Def. 258. — Die Erscheinungen der — 258ff. 605. — Zugehörigkeit zur W-Eiszeit 283f. 606. — S. die einzelnen Gletscher.
- Griesmoräne 14.
- Grundmoräne 13.
- Gschnitzstadium (γ) Allgem. 373ff. 343ff. 635ff. 950. — als Vorstoss 345. 367. 626. 936. — Innggebiet 343ff. — Salzach 358f. 364. — Berchtesgad. Ld. 361f. — Traun 366ff. — Enns 371f. — Rhein 436ff. — Schweiz 625ff. — Durance 732. — Cottische Alpen 755. — Oglio 838. — Etschgebiet 925f. 931. 933. 934f. 939f. 942f. 948. — Piave 1000ff. — Steiner Alpen 1061.
- Günz-Eiszeit (G) 110f. 1156. — Vgl. Vorlandverglletscherung.
- Günzmoräne (G) 37f. 400f. 407. 872.
- Günzschotter (g): Nomenklatur 109f. — Verlauf der Sohle im nordöstl. Alpenvorland 116ff. — im nordwestl. 469f. — Deckenförm-Ausbreitung 115. 468f. — Quartäres Alter 466. 92. — S. d. einzelnen Platten u. von S. 395 an die Gletscher, s. Ferretto, Ybbs, Traisen, Donau, Vartthal.
- Hängethäger 304f. — S. Stufenmündung.
- Hallstadtzeit 381.

Hochgebirgscharakter der Alpen: glaciale Entstehung 9. 284 ff. 375 ff. — Ostalpen als Mittelgebirge vor d. Eiszeit 119. (123). (232). 287. — Dies zweifelhaft für Westalpen 473. 607. — Hoch-Dauphiné im präglac. Zustand der Reife 659.

Hochtterrassenschotter s. Risssschotter.

Interferenz, fluviatile 69. 188. 195. 412.

Interglacialzeit: Def. 21. — Geschichtl. u. Allgem. 2 ff. — Nomenklatur 111. — Intergl. Eisrückzug 247 f. 1156. — Intergl. Schneegrenze 389. — Intergl. Zustand d. Alpen 390 f. 953. 1176. 820 f. 841. 1157 f. — Intergl. Faunen 1170 ff. 708 ff. 743 ff. — Intergl. Mensch 708 ff. 743 ff. 1172 ff. — Intergl. Thalbildung auf Vorland 120 ff. 460. — Intergl. Schotterakkumulation 669 f. — Grosse Länge der R-W 600. 1025. — Grössere der M-R 464. 468. 519. 1161 f. — Absolute Dauer 1169. — R-W: Intergl. Gliederung 671 ff. — Flora 820 f. — M-R: Intergl. Flora 841. — Thalböden: Linth 614 f. 515 ff. — Reuss 613 f. 534 f. — Aare 613. — Rhone 608 ff. 566 f. — Arve 572. — Drau 1113. — Interglacialablagerungen 21. 1156 f. 130 f. 148 f. 161 ff. 174. 363. 393 ff. 419. 420 ff. (440). 526 f. 538. 563 f. 575 ff. 581 ff. (s. jed. 1147). 669 ff. 692 f. 787. 814 ff. 830 ff. 839 ff. (876 f.). 886 f. 916 ff. 937. 994 ff. 1024 ff. 1041. 1058. 1102 ff., insbes. 1107. 1110 ff. 1132. 1173. — Löss als intergl. Bildung 112 f. 125 f. 468. 583 f. 1159 ff.

Interstadialzeit 22. 1164 ff. s. Laufen-, Achen- schwankung.

Iselberg 329.

Jungmoränen: Beschreib. 19 f. 125. 578. 746. — s. d. einzelnen Gletscher (W).

Kalkalpenzone (nördl.): Lokalvergletsch. 166 ff. 233 ff. 271 ff. — Überflutung durch zentralalpines Eis 271. 272 ff.

Kare: Allgem. Beschreib. 265 f. — Geschichtl. 7 ff. — Entstehung 287. 375 ff. — Beziehung z. ob. Gletscher- od. Schneegrenze 266. 285. — Zur Schneegrenzbestimmung teilw. nicht verwendbar 241. 682. 699. 754. 773. — Zurücktreten in d. Schweizer Alpen 607. — Einzelheiten: (198). 235 f. (238 f.). (241). 682. 1193 ff.

Karling 284 ff.

Karseen s. Bergseen.

Karterrasse 266. 902.

Klassifikation, geomorph. 250 f.

Klimatologie des Eiszeitalters: Überblick 21 f. — Klimakurve d. Eiszeitalters 1167 f. — Ursachen d. Eiszeit 1142 f. 1145 ff. — Parallelismus d. Regenverteilung in W-Zeit mit der heutigen 1143. 239. 866. 1016. — Schwankungen von Wald- u. Schneegrenze im Eiszeitalter 587 ff. — Postglac. xerotherme Periode 637. 1042.

Komplex, glacialer 15. 18 f.

Korrelation, geomorpholog. 124. 118 f. 659.

Krustenbewegungen:

1. eiszeitliche.

Fehlen solcher in den Ostalpen im Ennsthal 97 f. 231 f., Murthal 1130, Isonzogegebiet 1036, im Innern d. Schweizer Alpen 615 f. — Allgem. 7. — Überblick über die — des nö. Alpenvorlandes 122 f. — Hebung des nw. Alpenrandes 474. — Postpliocäne Hebung im Isèregebiet 654 f. — Geosynklinale der Poebene 792 f. 889. 910 f. 1021 ff. — Verbiegung des Alpenrandes im Bereiche des Gardasees 910 f., im Venezianischen 993. 1021 ff. 1025 f. — Schwanken der Grenze padan. Ein- und alpiner Aufbiegung 845 f. — Heims Ansichten über das Rücksinken d. Alpen (189). 249. 433 f. 594. — Desgl. Baltzers 828. 844 f. — Desgl. Ampferers (1166). — Einzelnes: nach G. in Iller-Lech- u. Riss-Illerplatte 40. 44 f. 45 f. 51 f. 52 ff. 401. 398 f. — zw. M u. R in Iller-Lechplatte 56. — im Münch. Deckenschotter 64 f. 184 ff. — im boischen Massiv 116 f. — nach G u. nach M im Schottergebiet d. Rheingl. 403. 405. 407 f. — im Deckenschotter v. Basel 458. — an Limmat u. Aare 462 f. — Hebung im Vargebiet 738. 743. — Valsesia 771. — Antiklinale v. Castenedolo 874 f. — Senkung des Saônebeckens 668.

2. pliocäne.

Jura 478 ff. — Plateau v. Chambaran 654 f. — Oberpiemont 777. — Postplioc. Heb. d. südl. Alpenrandes 884. 910 f. 992. — Postplioc. Bruchrand u. Verbiegung in Venezien 992 f. 1021. — Postplioc. Antiklinale des Montello 975 ff. 993.

Lacustroglaciale Ablagerungen: Def. 13.

Laufenschwankung 157. 248. 1165 ff. (316). — S. d. einzeln. Gletscher.

Loess: Alter u. Entstehung 112 f. 125 f. 583 f. 674 ff. 713 f. 1159 ff. — Postglacialer 440. 637. 758 f. 351. — Asymmetr. Bedeckung der Thalseiten 89. 98. 102. 105 f. — Leimenzonen 106. 112. — Paläolith. Werkzeuge 713. — L. d. nördl. Alpenvorlandes 111 ff.

- Niederösterreichs 105f. — NW-Schweiz 443ff. 468. — Gebiet des rhodan. Gletschers 673f. — Provence (740). — Details s. Platten u. Salzachgl. — vgl. Volpino.
- Magdalénien** 422ff. 638. 703ff. 709. 744.
- Marinoglacial**: Def. 13f. — Fehlen an d. Riviera 739, desgl. bei Ivrea 767f., in Venetien 977f. 1011f.
- Mindel-Eiszeit (M)** 110f. 1155f. — vgl. Vorlandvergletscherung.
- Mindelmoräne (M)** s. die einzelnen Gletscher.
- Mindelschotter (m)** s. die Platten, Grönenbacher-, Rothwaldfeld, Münchener Deckenschotter, Innthal, Donau, Traisen, von S. 395 an die großen Alpengletscher, provençal. u. piemontes. Thäler, Ferretto.
- Mittelgebirgsformen der inneralpinen Hauptthäler**: Ennsthal 232. 369f. — Salzach 309. 354ff. — Inn 290ff. 315ff. — Isère 686. 688ff. — Pusterthal 895.
- Mittelterrasse (Steinmanns)** 466f. 650.
- Molasse**: Stratigraphie u. Tektonik 191. 194. 201. 203. 472. 521f. — Rippung 191f. 194. 168. 200. 202. 255. 516. 519. 547. — Zungenbecken u. -furchen 200f. — Stammbecken 204.
- Moränenamphitheater** 717. 747. — S. Gletscher d. oberital. Tiefebene.
- Moränenlandschaft**: Def. 16. — Beschreib. 16f. (125). 574f. — Subglaciale Moränenanhäufung 951.
- Moränterrasse** 237.
- Moustérien** 671. 707f. 1170f.
- Mündungstrichter** 142f. — d. einz. Hauptthäler 142f. 159. 164f. 168. 173. 191f. 195. 202. 205f. 428f. 515. 534. 566. 1017. — d. Nebenthäler 193.
- Nagelflub, diluviale**: Unterschied von tertiärer 34. 201. 1099. 1154. — Stufe der — 28. 48.
- Neolithicum** 379f. 440. 638.
- Niederterrassenschotter** s. Würmschotter.
- Niveau v. Schotterfeldern** 18. 20f.
- Oberflächengefälle der W-Gletscher u. -Eisfächer** s. d. einzelnen Gletscher.
- Orridos** 802. 805.
- Palaeolithicum** 379. 422ff. 638. 670f. 703ff. 743ff. 1172ff.
- Palaeontologie des Eiszeitalters** s. Faunen, Floren des Quartärs.
- Peripherische Entwässerung in Zungenbecken** 139f. 158. 179. 321f. 323. 415. 503f. 676f. 869. 1092. — S. Umfließungsrinnen.
- Pfahlbauten** 380. 412. 426. 638.
- Physiogeographie der Alpen im Eiszeitalter** 1141ff., insbes. 1148ff.
- Pietra morta** 918.
- Plaike** = unvernarbte Abrissstelle einer Rutschung 184. 208 u. a. a. O.
- Plateauschotter** 646ff. 653.
- Pliocäne Oberflächenzüge des Alpenlandes** (pl. Ablag. s. Tertiär): Pl. Rumpfebenen des Vorlandes 477ff. 481. 655. — Pl. Landschaft am südl. Alpenrand 769. 806f. — in d. Etschbucht 912. — des Jura 474ff. — Pl. Thalböden: Isère 684f. 694. — Varthal (mit marin. Delta) 738. — Etsch. 890ff. 910ff. — Piave 985. 988. — Val. Sugana 989ff. — Tagliamento 1019ff. — Isonzo 1035f. — Drau 1113.
- Postpliocän als erdgeschichtliche Epoche** 777. (798). 912. 992f.
- Post-Riss-Zeit** 391f.
- Präglaciale Oberflächenzüge des Alpenlandes: Mittelgebirgscharakter d. Alpen vor d. Eiszeit** 119. 287. 659. — Schweizer Alpen angenommen 473. 607. — Prägl. reife Thallandschaft d. Schweiz 615f. — Prägl. Rumpfebene d. nördl. Alpenvorl. 116ff. 408f., d. nw. 469ff. 480f. 652f. — Prägl. Thalsystem d. Inn 299ff. 144f. 290ff. 294ff. — Salzach 159f. 308. — Enns 232f. — Traun 218. 311f. — Isar 191. 193f. — Rhein 430f. 432ff. — Linth 515ff. 614f. — Reuss 535f. 613f. — Aare 573f. 612f. — Rhone 566f. 608ff. — Arve 572. — Isère 684f. 686. — Durance 725. 728. — Tessin (809). — Oglio 835. — Etsch 890ff. 908ff. 912. — Piave 981ff. — Brenta 988ff. — Tagliamento 1018ff. — Isonzo 1035f. — Save 1053ff. — Drau 1113. — Mur 1124. (1129f.).
- Prähistorisches** (vgl. Palaeo- u. Neolithicum) 379ff. 422ff. 440. 638. 668f. 701ff. 743ff. 1172ff. — Parallelisierung prähistorischer und glacialer Chronologie 382. 425f. 638. 703ff. 743ff. 1169. 1170ff. — Pliocäner Mensch 875.
- Prae-Würm-Zeit** 713f. 1159.
- Quartär**: Verhältnis von Eiszeit zu Q. 5f. — Plateauschotter 108f. 466. 641ff. — Riviera 735ff. — Stoppani 747 — Sacco 878. — Ceppo 798. 1154. 1172.
- Riedel** 27.
- Riegel** (vgl. Rippung und Thalstufen): Allgemeines 288. 303f. 618ff., insb. 621f. — De-

- tails: Inngbiet 295 ff. — Rhein 429 ff. — Rhone 682 f. — Tessin 800. — Save 1056.
- Riegeldurchbrüche 683.
- Riesenkessel 829. 923.
- Rippung 143. — Rippeninseln in Zungenbecken 254 f. 592. — Details: 143 f. 159 f. 168. 191 ff. 200 ff. 210. 319. 429. 516. 519. (524). (534). 591 f. 682 f. 763.
- Riss-Eiszeit (R) 110 f. 1154 f. — s. Schneegrenze, Vorlandvergletscherung.
- Rissmoräne (R) s. die einzelnen Gletscher.
- Risschotter (r) s. d. Platten, Hitzenhofener, Augsburgs Feld, Münchner schiefe Ebene, Innthal, Donau, Traisen, Ybbs, von S. 395 an die grossen Gletscher, die provençal. u. piemontes. Thäler.
- Römerzeit 382. (669). (675).
- Rotkies 32.
- Rückzugsstadien: Allgem. 373 ff. 635 ff. 951. 1163 f. — d. R. = Zeit 493 f. — d. W. = Zeit der Schweizer Gletscher 502 f. 557 ff. 584. 587, d. Tagliamentogletschers 1009 f., Draugletschers 1089 ff. — s. Bühl-, Gschnitz-, Daunstadium
- Rumpfebene: pliocäne d. Alpenvorlandes 477 ff. 481. 655. — präglaciale d. nördl. Alpenvorlandes 116 ff. 408 f., d. nw. Alpen = vorl. 469 ff. 682 f. — Gerippte im Lechgebiet 202.
- Rundhöckerformen 262 ff. — der Rippen 144. — d. Grundgesteins in Zungenbecken 16. — der Drumlins 191. — Rundhöckerlandschaften 269. 275 u. a. z. B. 763. 862.
- Rundling 286. 376. 754.
- Sahariano 748.
- Schieferkohlen 1165. — Wasserburg 130 (Laufenschw.). — Brixenthal 321. 1167. (Achenschw.) — Grossweil 338 f. (desgl.) — Sonthofen 392. — Mörswyl 420 f. (intergl.) — Wangen 529. — Uznach 531 f. (Achenschw., s. jed. 1157). — Dürnten (531 f.) 581 f. (intergl.) — Grandson 580. (interstad.) — Bois de la Bâtie 580 f. (interstad.) — Chambéry 688 f. (Laufenschw.), s. jed. 1157). — Leffe 839. (intergl.).
- Schlammoräne 14.
- Schlier = marines Miocän 76 u. f., s. 101, Anm. 1.
- Schliffbord 263 f.
- Schliffgrenze 262 ff. 376. — s. ob. Gletschergrenze.
- Schliffkehle 263 f. 314.
- Schneegrenze: Geschichtl. u. Bedeut. f. Klimatol. d. Eiszeit 3. (21). — Methoden ihrer Bestimmung: f. kleine Gletscher 172. — aus Ende d. Ufermoräne 170. 198. 411. — Karhöhen 266. — Vergleich mit heutigen Gletschern 234 f. 244. — aus mittl. Höhe d. Gletscheroberfläche 234 f. 367. 545. — Konst. Verhältnis von Nähr- zu Zehrgebiet 544. 492. — Schwankungen im Quartär 587 f. — R-Schneegrenze 1155. 236. 238 f. 245. 491 f. 680. 741 R-W 389. — W s. die einzelnen Gletscher, f. d. grossen Hauptgletscher 256. 585. 586 f. 680 f. 859 f. 980 f. 1016. 1035. 1096 f. 1132. 1149 f. — Achenschw. 342. 356. 533. — β -Schneegr. 236. 239. 317. 340 f. 357. 360 f. 435. 541. 637. 698. 941. 947. 950. 979. 1041. 1059. 1138 f. — γ u. δ siehe Gschnitz-, Daunstadium, insbes. 374 f. 635 ff. 927 f. 933 f. — Parallelismus der R- u. W-Schneegr. untereinander u. mit d. heutigen 236. (239). 255 f. 586. 741. 1133. 1144. — Einzige bedeut. Ausnahme 1146 f. — Abfallen der W-Schn. gegen d. Alpensaum 1144. 255. 239. 754. 980. 1096. 1138. — Ursache hierfür 1145. — Bezieh. zur heut. Niederschlagsverteilung 1143. — Bezieh. zur Übertiefung 256. — Überblick über die W-Schn. in d. gesamten Alpen, 1143 f. — in d. nördl. Alpen 255 f., nw. Alpen 586 f., provençal. Alpen 740 ff., piemontesischen 772 f. — s. d. einzelnen Gletscher.
- Schotter, bunte u. arme 658 f. — Entstehung armer — 658 f., s. auch 649. 654 f.
- Schotterfeld: Def. u. Beschreib. 17 f. — Methode d. Trennung der 4 Sch. 20. 34. 107. — Parallelisierung d. 4-Teilung mit ält. Einteil. 47 f. — Alter u. fluvioglac. Ursprung 108 f. — Vergl. d. beiden Haupttypen d. Lagerung 68 f. 107. — Thalbreite u. —akkumulation 113 ff. — Verhältnis v. Breite u. Tiefenlage 115. — Gefälle 403 f. — Gefälle u. Thalbreite 461 f. — Schuttkegelnatur 403. 462. 1086 (s. Schotterterrasse).
- Schottermoräne: Def. 14.
- Schotterplatte (vgl. Schotterfeld): Def. 20. — Überblick ihrer Entwicklung vord. nördl. Ostalpen 24 f. 107 ff. — Konstanz ihrer Physiognomie 123. — s. die einzelnen Platten, Münchner schiefe Ebene, u. 101—106, 442—481.
- Schotterterrassen: Def. 20. — Glacialer Ursprung 108 f. (120). 251. 670. — Interglaciale — 669 f. — Ineinandergeschachtelte — 33 f. — Ihre Asymmetrie 115. — Übersicht über d. — d. Alpenlandes 1153 f. — S. Günz-, Mindel-, Riss-, Würmschotter.
- Schulter (von Trögen) 314.
- Schuttkegel: in übertieften Hauptthälern 301

- u. a. a. O., insbes. 908. 914 ff, 1026 f. — Inter-glaciale 917 ff. Terrasse 1126. — Vergleich mit Schotterfeldern 403 f.
- Schwankungen des Klimas der Eiszeit s. Inter-glacialzeit, Interstadialzeit, Klimatologie.
- Serie, glaciale 16. 18. 19.
- Solotr en 708 ff. 743.
- Stadien s. Rückzugsstadien.
- Stammbecken: Def. 147. — Lage im Zungenbecken 251 f. — S. die einzelnen grossen Gletscher.
- Stauseen (vgl. Thalverbauung): Innthal 333 f. — Rheingletscher 415. — Schi s 495. 552. — Val de Travers 551 f. — Siehl 544. — Emme 539. — Ain 678 f. — Sa nebecken 666 f. — Buech (724). — Pianico 830 ff. — Gardaseethal 881 f. — Ledro (884 f.) — Etsch 888. — Avisio (941). — Natisono 1034. — Isonzo 1038. 1040. — Gailitz 1058. 1070. — Lavantthal 1084 f.
- Stufenbau von Alpenthälern s. Thalstufen.
- Stufenmündung: Def. 144. — Regeln 302. 304. — Doppelstufenth ler 609. 895. — Unterschiebung des Nebengletschers durch den Hauptgletscher 272. 303. 304. 621. 1018. — durch Aufschüttung 171. — S. die Alpenthäler.
- System der Glacialbildungen 19 f.
- Teilfeld: 18 f. Details: (36). (42). (62). (86). 657. 786.
- La T nezeit 381.
- Terrasse s. Erosions- u. Schotterterrasse.
- Terraziano 748 774.
- Tertiär des Alpenlandes (vgl. Plioc ne Oberflächenzüge, Molasse): Neogene Quarzschotter zw. Vils u. Donau 74 f. — Quarzschotter des Innviertels 83. — Hausruckschotter 82 f. — Belvedereschotter 82 f. 101. — Sattnitzkonglomerat 1098 f. — Terti reonglomerate in Venedig 974 ff. 1013 f. — Plioc nes Quarzitger ll d. Umgeb. v. Lyon 649. 654 f. — d. Sundgau 457 f. 467. 479 f. — Pliocän b. Ivrea. 767. — Valsesia 770 f. — im Bereich d. insubr. Vergletsch. 788. 792. 793. 794 f. 798. — v. Castenedolo 874 f. — v. M. S. Bartolomeo 883 f. — Mioc ne Denudationsflächen im SO d. Alpen 1036 f. 1054 f. — Terti rlandschaft des nö. Alpenvorlandes 26. 75 f. 72. 49. 52 f. 399. — Plioc ne Faunen in Frankreich 647.
- Thalbodenreste s. Erosionsterrasse.
- Thalgabelung (vgl. Einfächerung) 44. 32. 57. 58. 225. 430.
- Thalgeflecht 57 f. 1117.
- Thalstufen: Allgem. 302 f. 835 f. 618 ff. — Inngebiet 295 ff. — Tauernth ler 307. — Durance 729 f. — Tessin 800 f. — Genova 902. — Fella 1018. — Isonzo 1035.
- Thalverbauungen: Erklärung 10. 171 f. — Details: 209 f. 217. 305. 315 f. 320 ff. 353 f. 365. 370. 696 f. 727 f. 881 f. 952. 963 f. 1058. 1070. 1075. 1084 f.
- Thalverlegungen (s. Epigenese, Anzapfung u. Umfliessungsrinnen, vgl. Thalverbauungen): Allgem. 9 f. 58. — Iller-Lechplatte 55 f; zuk nft. 58. — Lech, Ammer, Loisach 187. 194. 197. — Saalach 164. — Oberalm = Wallersee = Mattig 176. — Enns 311. 353. 98 f. — d. Wasserläufe d. n . Alpenvorl. 123. — Fernpass 293 f. — Achensee 322 ff. — Salzach (358). — Avisio 898. — Etsch 899 f. — Arno 903. — Rienz u. Sextenbach 936 f. — Brenta u. Cismon 989 ff. — Fella 1018. 1070 f. — Fragliche d. Isonzo 1038. — Triglavgegend 1056 f.
- Tomalandschaft 293. 437. 624. 800.
- Tourassien 424. 638. 705. 706.
- Transfluenz: glaciale 812. — Inngletscher 301. Albulagl. 431. — Apricapass 804. — Windische Höhe 1069. — Weissensee 1116. — fluviaile 1117. 1124.
- Tribulaunstadium (Frech) 933 f.
- Trichtermündung s. Mündungstrichter.
- Trog: Allgemeines 288 f. 305 f. 376 ff. — Hessische Theorie 617. 837 f. — Details: 144. 145. 290 ff. — 159 f. 307 ff. 311. 311 f. 312 f. 204. 516. 684. 769. 800 f. 803 f. 834 f. 890. (1035). 1072. (1074). 1125. 1136.
- Trogschluss 298. 303. 377 f.
-  bergangskegel 17.
- Überschiebung d. Karawanken 1099. 1101 f.
-  bertiefung, glaciale: Def. 145. — Genet. Erklärung 146 f. 249 f. — Regeln 203 f. 287 ff. 299 ff. 431. — Alter 806 f. — Anteil d. einzelnen Vergletsch. am Gesamtbetrag 211. 391. — Verhältnis derselben z. Mächtigkeit d. W-Gletscher 212. 215. 590 f. — Mor nensaum als Grenze glac. Umgestaltung der pr glac. Physiognomie 116 ff. — Gegensatz d. Formenschatzes vergletscherter u. unvergletscherter Gebiete 165. 175. 223. 231. 599 f. 742. 844. 1129 f. — Hessische Theorie 617. 837 f. — Kilian, darüber — 729 ff. 805. — Garwood, darüber — 801. 805. — Brunhes, darüber — 924. — Details: Inngebiet 290 ff. — Salzach 307 ff. — Enns 311. — Traun 311 f. — Rhein 428 ff. — Linth u. Zürichsee 515 ff. — Reuss und Vierwald-

stätter See 534ff. — Rhone und Genfersee 566ff. — Südl. Jura 679. 682ff. — Isère 677f. 684f. — Romanche 694f. — Provençal. Alpen 742. — Valsesia 769. — Insubr. Gletscher 799ff. — Etsch u. Gardasee 890ff. — Piave u. Brenta 981ff. — Tagliamento 1017ff. — Isonzo 1035f. — Save 1053ff. — Drau 1066ff. 1071f. 1073. — Mur 1125f. — fluviatile 803. 1083.

Uferkonkave 428f. 211.

Umflussrinnen 770. 793. 879f. 881f. 923. 935. 1056f. 1075. 1078f. 1080. 1088f. (1092).

Verbauungen s. Thalverbauungen.

Villafranchiano 748. 761. 884.

Volpino 875f.

Vorlandvergletscherung: Überblick über ihre Entwicklung vor den nö. Alpen 23f. 233. 247ff. — Gründe hierfür 126f. — vor den nw. Alpen 395f. 441. 584f. — vor den s. Alpen 717f. 753. 772. 955. — Schneegrenze auf d. Vorlandfächern 1149f. 256. 491f. 585. 586f. — Relative Ausdehnung 1154ff. 109. 125. 247; Inngletscher 135f. 137f. — Salzachgletscher 164. — Isargletscher 180. 186f. — Rheingletscher 415f. — Helvet. Gletscher 492f. — Aussehen des Vorlandes zur Eiszeit 1148f.

Wagram 101.

Waldgrenze 379. 1147f. 1158.

Wasserscheiden (vgl. Anzapfung, Thalverlegung, Diffluenzstufe): Überfließen des Eises nach S über Hauptwasserscheiden 276. 823. 277. (s.

jedoch 853). 275. 606. 780. — Labile — 908. 936f. 1038. 1070f. u. a. anderen Orten.

Würm-Eiszeit (W) 110f. 1141ff. — s. d. einzelnen Gletscher, Schneegrenze, Vorlandvergletscherung.

Würrmoräne (W) s. d. einzelnen Gletscher.

Würmschotter (w): Nomenklatur 109ff. — Allgem. Charakteristik 48. 56f. — s. Memminger, Wertacher, Münchner Feld, Lechfeld, Innthal, Traun-Ennsplatte, Donau, Mangfall, Traisen, von S. 395 an die Gletscher, u. d. provençal. u. piemontes. Thäler.

Zentrifugale Entwässerung 187.

Zentripetale Entwässerung: Erklärung 139ff.

— in den Zungenbecken s. d. einzelnen grossen Gletscher. — in Gebieten glacialer Diffluenz 175f. 217. 218. 225. 536. 789. 797. — Zunahme im Laufe d. Quartärs 798. — Fehlen d. — im Schweizer Mittelland 591.

Zungenbecken: Def. 15. — Allgem. 16. — Genet. Erklärung 146f. 248f. — Einwürfe gegen diese 593ff. — Wannenform der — 254. — Ineinandergeschachtelte — verschied. Vergletsch. 125. 147. 164. 173. 209. — Auseinander gezogene — 222. — Verkümmerte — 991. — Überblick über die Erscheinungen in d. — 248ff. — s. d. einzelnen grossen Gletscher.

Zungenfurche 201f. 253.

Zweigbecken: Def. 147. — Lage im Zungenbecken 250. — Trennung v. Stammbecken 252f. — Entstehung 253f. — s. die einzelnen grossen Gletscher.

Druckfehlerverzeichnis.

Bd. I: S. 1—394; Bd. II: 395—717; Bd. III: S. 717—1200.

Nur wesentliche Druckfehler sind hier aufgenommen.

- S. 40, Z. 38 lies II. Die Iller-Lechplatte statt V Die Iller-Lechplatte.
- S. 51, Z. 17 lies 1:1400000 statt 1:400000.
- S. 59, Z. 6 (v. u.) lies Gleissenthal statt Gleisenthal.
- S. 72, Z. 3 (v. u.) lies Moosburg statt Mosoburg.
- S. 81, Z. 32 lies Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt statt Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt.
- S. 117, Z. 5 lies bis Melk statt bei Melk.
- S. 135, Z. 5 (v. u.) lies südlich von Isen statt nördlich von Isen.
- S. 143, Z. 3 lies Wandungen statt Wanderungen.
- S. 159, Z. 11 lies des Saalachthales statt des Salzachthales.
- S. 163, Z. 12 lies NNO statt NNW.
- S. 174, Z. 34 lies Högelberg statt Hügelberg.
- S. 178, Z. 27 lies Gleissenthale statt Gleisenthale.
- S. 181, Z. 10 lies S. 20 statt S. 125.
- S. 198, Z. 34 lies südlich Mattsies statt nördlich Mattsies.
- S. 215, Z. 8 lies an der Dürren Ager statt an der Dürren Aurach.
- S. 217, Z. 10 (v. u.) lies S. 176 statt S. 75.
- S. 221, Z. 15 lies Nussbach statt Nussberg.
- S. 232, Z. 7 u. 8 lies: sich hier die Alpen statt: sich die Alpen.
- S. 233, Z. 16 lies Alpkogels statt Alpegels.
- S. 240, Z. 1 (v. u.) lies Würm-Eiszeit statt Riss-Eiszeit.
- S. 256, Z. 5 lies von rund 1200—1300 m statt von rund 1300 m.
- S. 256, Z. 6 (v. u.) lies Würm-Eiszeit statt Riss-Eiszeit.
- S. 296, Z. 5 lies Umhausen statt Längenfeld.
- S. 296, Z. 6 lies Längenfeld statt Umhausen.
- S. 349, Z. 22 lies Kaunser Thales statt Kannser Thales.
- S. 356, Z. 17 lies 6—700 m statt 5—600 m.
- S. 404, Z. 9 (v. u.) lies Flühnen statt Flüelen.
- S. 411, Z. 11 lies der Donau statt des Rheins.
- S. 422, Z. 1 lies Hyalina nitens Mich statt H. n. Msch.
- S. 452, Anm. 3 lies K. Strübin statt R. Strübin.
- S. 459, Z. 20 erwähnte Tafel II. Profil 1 u. 2 entfällt.
- S. 460, Z. 2 (v. u.) lies südlich von Basel statt nördlich von Basel.
- S. 521, Z. 12 lies 5). Rechtläufige statt 5). Rückläufige.
- S. 522, Z. 13 lies S 83° W — N 83° O statt S 83° W — W 83° O.
- S. 541, Z. 10 lies Stanzer Horn statt Buochser Horn.
- S. 551, Z. 38 lies Th. Rittener statt F. Rittener
- S. 552, Z. 17 lies siehe oben S. 495 statt s. o. S. 496.
- S. 553, Z. 37 lies Nissling statt Kiessling.
- S. 558, Z. 10 lies S. 557 statt S. 558.
- S. 562, Z. 33 lies 1874/75 slatt 1875/76.
- S. 562, Z. 37 lies 1867 statt 1845.
- S. 573, Z. 11 lies A. Guyot statt M. Guyot.
- S. 631, Z. 16 lies aufwärts statt abwärts.
- S. 631, Z. 35 lies westlich statt östlich.

- S. 635, Z. 4 lies Depr. 580 m, γ statt 580 m, δ .
S. 651, Z. 11 Tafel II entfällt.
S. 652, Z. 21 Tafel II entfällt.
S. 676, Z. 26 Tafel II entfällt.
S. 683, Z. 5 lies Val Romey statt Val Pomey.
S. 725, Z. 18 Tafel II entfällt.
S. 745, Z. 1 lies Säuger statt Sänger.
S. 748, Z. 18 lies Carattere marino statt C. marini.
S. 751, Z. 23 lies Vermenagna statt Vermegnaga.
S. 751, Z. 35 lies Vermenagna statt Vermegnaga.
S. 753, Z. 13 lies Vermenagna statt Vermegnaga.
S. 760, Z. 26 lies rechts das Orco statt links das Orco.
S. 778, Z. 40 lies Comersee statt Langensee.
S. 783, Z. 22 lies della Neve statt della Nave.
S. 790, Z. 9 lies Val Assina statt Valsassina.
S. 793, Z. 7 lies Hyalina hyalina statt H. hydatina.
S. 801, Anm. 1 lies S. 27 statt S. 47.
S. 802, Z. 4 lies oberhalb statt unterhalb.
S. 808, Z. 48 lies Buchten statt Klammern.
S. 812, Z. 6 lies Malojapasse statt Berninapasse.
S. 819, Z. 5 (v. u.) lies T₁ statt T₂.
S. 837, Z. 15 lies S. 844 statt S. 843.
S. 861, Z. 18 lies bei Pinzolo statt am Pinzolo.
S. 871, Z. 21 lies Carpenedolo statt Castenedolo.
S. 889, Z. 4 (v. u.) lies Entstehung und Geschichte statt Entstehung der Gesch.
S. 890, Z. 12 (v. u.) lies Stilfs statt Stilfes.
S. 898, Anm. 1 lies des Roën statt des Reën.
S. 902, Z. 23 lies Lobbiagletschers statt Loppiothales.
S. 907, Z. 9 (v. u.) lies Pavesi statt Paves.
S. 916, Z. 33 lies S. 908 statt S. 907.
S. 929, Z. 24 lies St. Pauls statt St. Paul.
S. 988, Z. 29 lies S. 908 statt S. 907.
S. 1001. Über dem Strich lies Brenta- und Piavegletscher statt Tagliamentgletscher.
S. 1019, Z. 38 lies südlich von Amaro statt nördlich von Amaro.
S. 1027, Z. 33 hint. „Isonzogebiet“ schalte ein: Vergleichende Übersicht der venezianischen Gletscher.
S. 1028, Anm. 1 lies 1895 statt 1885.
S. 1033 Z. 39 lies 16 m statt 14 m.
S. 1047, Z. 24 lies Eisgrenze statt Eishöhe.
S. 1059, Z. 9 lies S. 545 statt 599.
S. 1061, Z. 20 lies S. 545 statt 599.
S. 1062, Z. 29 hinter „Eisfächers“ schalte ein „Gefälle der Ufermoränen.“
S. 1062, Z. 3 u. 4 (v. u.) lies Karnische Alpen statt Karawanken.
S. 1064, Z. 5 (v. u.) lies Bleiburg statt Bleiberg.
S. 1065, Z. 22 lies XLVI statt XLVII.
S. 1065, Z. 7 (v. u.) lies IV statt VI.
S. 1066, Z. 12 (v. u.) lies nach Westen statt nach Osten.
S. 1075, Z. 10 lies Nordosten statt Nordwesten.
S. 1097, Z. 12 hinter „Rosenbach-Nagelfluh“ schalte ein „Interglacialer See im Rosenthal“.
S. 1103, in Fig. 132 lies unter dem Namen Maria Rain Wooo statt Mxxx.
S. 1109, Z. 23 streiche „ihres Materials“.
S. 1116, Z. 2 der Unterschrift der Fig. 134 lies Waisacher statt Weisacher.
S. 1117, Z. 23 lies Kreuzenbaches statt Krensenbaches.
S. 1117, Z. 26 lies Kartitsch statt Kartisch.
S. 1120, Z. 8 lies A. Aigner statt A. Aigener.

**Der Draugletscher und seine Nachbarn,
der Tagliamento,- Isonzo - und Savegletscher im Süden, der
Murgletscher im Norden. 1:700,000.**

Thalgletscher (Isohypsen von 100 zu 100m). Glacialschotter der Würm-Eiszeit.

Lavantthaler Stausee. Firnkämme. Unvergletschertes Gebirge.

0 10 20 30 40 km.

