

Erweiterter Bericht über in den Jahren 1977 und 1979 durchgeführte hydrogeologische Exkursionen in Irland

Von J. G. ZÖTL (Graz)

Inhalt:

	Seite
Vorbemerkung	168
1. Physiogeographische Grundzüge Irlands	169
1.1. Die geologischen Verhältnisse	169
1.2. Geomorphologische Aspekte	172
1.3. Hydrometeorologische Daten	172
2. Exkursionen	175
2.1. Südost-Irland	175
2.1.1. Exkursion Dublin–Youghal	175
2.1.2. Exkursion Youghal–Cork	177
2.2. Nordwest-Irland	178
2.2.1. Das Burren-Massiv	178
2.2.2. Lough Mask und Lough Corrib	183
2.2.3. Die Lowlands	187
3. Erfahrungsschwerpunkte	189
3.1. Der Irische Karst	189
3.2. Eustatische Meeresspiegelschwankungen und Irland im Pleistozän	193
Epilog	194
Literatur	196
Summary	197

Eine von Chr. R. ALDWELL (Sekretär der irischen IAH-Gruppe), G. R. WRIGHT, E. P. DALY, K. T. CULLEN und I. A. J. MacCARTHY sorgfältig vorbereitete und geleitete Zweitageexkursion führte in das Nore-Becken und Grundwasseruntersuchungsbereiche im östlichen Co.Cork (S. Fig. 1).

Am eindrucksvollsten war für mich wiederum die Exkursion in das Burren-Massiv, diesmal unter der Führung von Dr. David P. DREW. Schon vor zwei Jahren hatte ich das Erlebnis, hier einen Tag mit Irlands Senior-Hydrogeologen, Dr. David J. BURDON, dem Präsidenten der irischen IAH-Gruppe, zu verbringen. Diese Befahrung des Burren-Massivs und der nördlich von Galway gelegenen Karstgebiete um den Lough Mask und den Lough Corrib gehören zu den bleibenden Eindrücken meines Irlandbesuches im Jahre 1977. Ich möchte die Gelegenheit benützen, meinen irischen Freunden für die Wissensvermittlung und unvergleichliche Gastfreundschaft zu danken. Wie in landschaftskundlichen Führern üblich, wurde als Basis für örtliche Beschreibungen auf die Darlegung grundsätzlicher Gegebenheiten insbesondere durch Textfiguren besonderes Gewicht gelegt.

1. Physiogeographische Grundzüge Irlands

1.1. Die geologischen Verhältnisse

Eine stark vereinfachte Darstellung des geologischen Aufbaues und der Strukturen der Insel gibt Fig. 2.

Es ist augenfällig, daß die in Schottland und Wales vorherrschenden Strukturen im Kaledonischen NE-SW-Streichen des geologischen Baues Nord- und Zentralirlands ihre Entsprechung finden. Auch die von der Küste bei Galway bis zum Bergland südlich von Londonderry verbreitet auftretenden Schiefer und Gneise haben ihr Gegenstück in den schottischen Highlands, desgleichen die silurischen und ordovicischen Gesteinsfolgen südlich von Dublin in Wales.

Der Süden Irlands wird vom Armorikanischen Trend beherrscht.

Was die Schichtfolgen betrifft, so treten trotz einer scheinbar weitgehend problemlosen, der zeitlichen Entstehung der Gesteine folgenden Lagerung örtlich Verschuppungen und Verstellungen auf, die im Bereich der Armorikanischen Tektonik sogar mit den Deckenstrukturen der Alpen verglichen werden (J. B. WHITTOW, 1974, p. 20). Daß dies jedoch nur örtlich zutrifft, zeigt das geologische NW-SE-Profil durch Zentralirland (Fig. 3).

Was die Verbreitung der Gesteine der verschiedenen Zeitalter betrifft, so bilden nach G. L. H. DAVIS & N. STEPHENS (1978, p. 1) die präkambrischen Gesteine den Sockel der irischen Insel.

Der Ablagerung von Sandsteinen, Tonschiefern und Kalken des untersten Paläozoikums folgten ein ordovicischer Vulkanismus und schließlich die Kaledonische Orogenese. Das Alter der großen Granitintrusionen liegt bei rund 380 Millionen Jahren, das ist unteres Devon (s. J. B. WHITTOW, 1974, p. 22).

Am Ende des Kaledonischen Orogens wurde Irland wieder ein Sedimentationsbereich, in dem Sedimente des Devons und Karbons über das gestörte Untere Paläozoikum abgelagert wurden.

Das gesamte Innere der Insel ist eine so ausgedehnte Fläche von Lagen karbonischen Alters, daß von den 212 Straßenkilometern von Dublin nach Galway nur 2 km (!) nicht in diesen Schichten verlaufen (G. L. H. DAVIS & N. STEPHENS, 1978, p. 4).

Nur in den Randgebieten wird der Mantel dieser Karbonatschichten von den älteren Gesteinen durchbrochen. Ursprünglich schloß man daraus, daß seit dem Post-

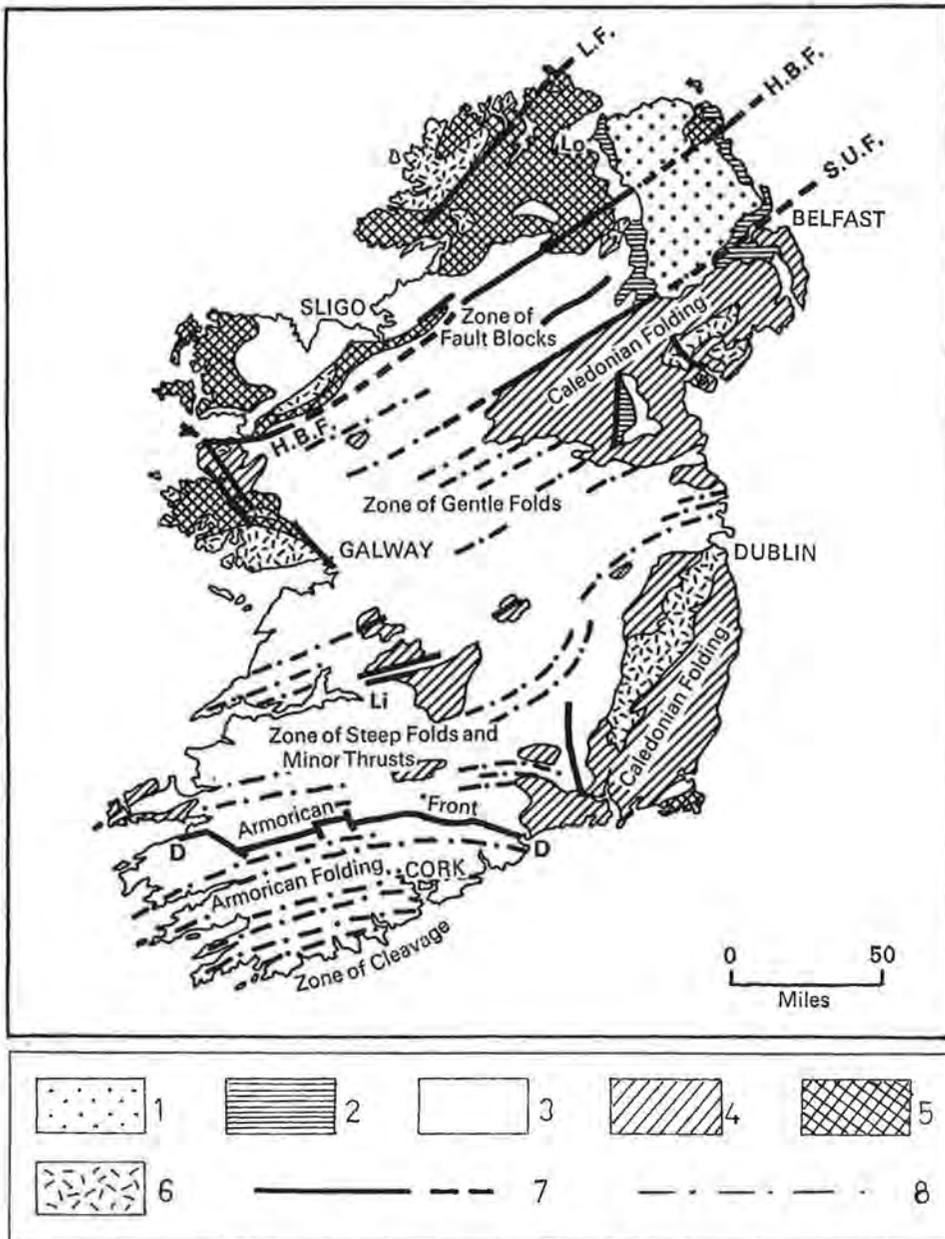


Fig. 2: Vereinfachte geologische Karte von Irland (nach J. B. WHITTON, 1974, p. 21, und Geological Map of Ireland, 1962).

1 = tertiäre Basalte und Lough Neagh Tone, 2 = mesozoische Gesteine (Kreide, Tonschiefer, Mergel und Sandsteine), 3 = Oberes Paläozoikum (permische Karbonatgesteine und Brekzien; Kohleflöze des obersten Karbons; Sandsteine, Plattenschiefer und Kalke des Ober-, Mittel- und Unterkarbons; devonische Sandsteine), 4 = Unteres Paläozoikum (vorwiegend Quarzite des Silurs, Ordoviciums und Kambriums), 5 = Präkambrium (vornehmlich Schiefer, Gneise und Quarzite), 6 = Granite, 7 = Hauptfaltungsachsen, 8 = Hauptstörungen, HBF = Highland Boundary Bruchzone, SUF = Southern Upland Störung, LF = Leannan Störung, D-D = Dingle-Dungarvan Überschiebung; Lo = Londonderry, Li = Limerick.

Karbon Irland nicht mehr vom Meer überflutet worden sei. Daß dies nicht richtig ist, beweisen das Auftreten kretazischer Kreide (Senon) bei Belfast und andere kleine Vorkommen, und es ist eher anzunehmen, daß der Großteil der heute die Oberfläche bildenden Karbonschichten einst vom Mesozoikum überlagert war.

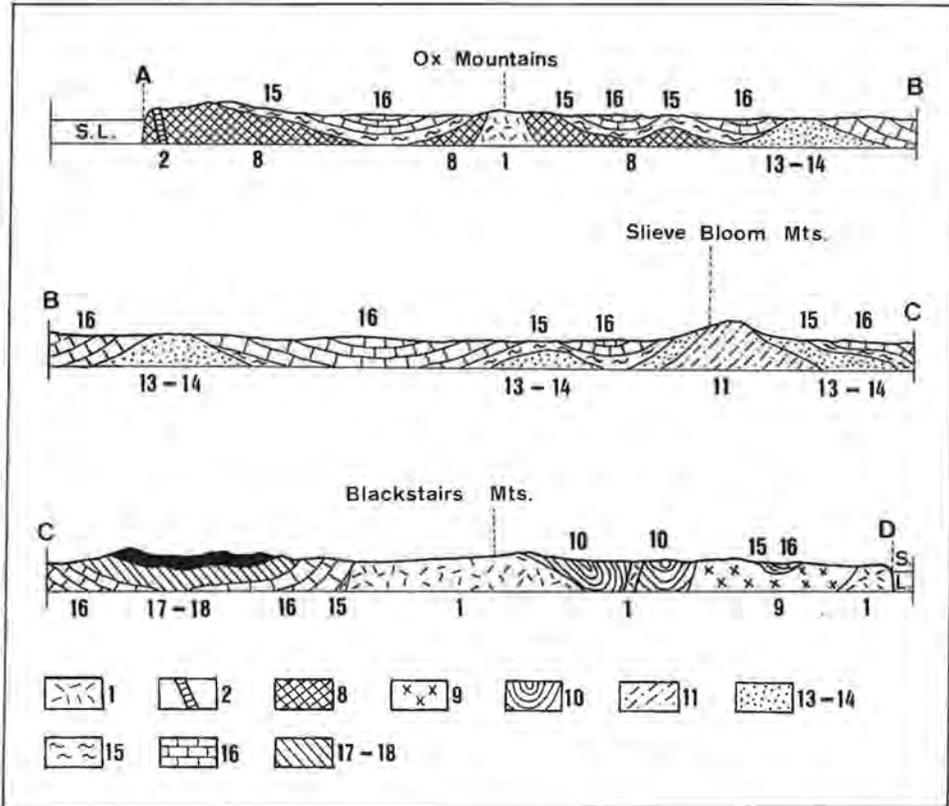


Fig. 3: Geologisches NW-SE-Profil durch Irland, Verlauf s. Fig. 1 A-B-C-D. 1 = Granit, 2 = Doleritgang, 8 = präkambrische Schiefer und Gneise, 9 = kambrische Quarzite, 10 = Ordovicium, 11 = silurische Quarzite, 13-14 = devonischer Rotsandstein, 15 = Schiefer und Sandsteine des Unterkarbons, 16 = Karbonkalk, 17-18 = Sandsteine und Schiefer des Oberkarbons (Legende und Numerierung nach Geological Map of Ireland, 1 : 750.000, 1962). S. L. = Sea Level.

Ich hatte leider nicht die Gelegenheit, den als überaus eindrucksvoll beschriebenen Kontrast von weißen kretazischen Kreidekalken und den sie überlagernden schwarzen Basalten in Nordirland zu bewundern. Die hier liegenden weiten Basaltdecken sind paläozäner Herkunft, ihr Alter wird mit etwa 65 Mill. Jahren angegeben (G. L. H. DAVIS & N. STEPHENS, 1978, p. 5; J. B. WHITTOW, 1979, p. 22); es werden drei Typen von Hauptflows unterschieden, die eine Gesamtmächtigkeit von 790 m erreichen. Während und nach den Basaltergüssen erfaßten besonders den Nordosten der Insel weitgespannte Aufwölbungen und tektonische Verstaltungen mit Sprunghöhen von mehreren hundert Metern.

1.2. Geomorphologische Aspekte

Vielleicht stärker als in anderen Gebieten ist Irlands Relief gesteinsbedingt. G. L. H. DAVIES und N. STEPHENS betonen diesen Aspekt besonders (1978, p. 11–16).

Landschaftsbestimmend ist zunächst der Umstand, daß in den „Midlands“ (Zentral-Irland) die Karbonkalke eine flachwellige Landschaft einnehmen und fast nirgends die 120-m-Höhenlinie erreichen. Die beiden Autoren schreiben dies dem großen Ausmaß des Lösungsabtrages an der Oberfläche der Kalke zu (51 mm pro 1000 Jahre; l. c., p. 12). Die Ausnahme des Burren-Massivs, wo die Kalke bis über 300 m Seehöhe liegen, würde für mich nicht gegen diese Annahme sprechen (s. Abschnitt 2.2.1.), wir werden diese Probleme in dem den Karstphänomenen gewidmeten Kapitel wiederfinden.

Infolge der großen Flächen der stark abgetragenen Karbonkalke im Zentrum der Insel bilden die Bergländer einen nur gelegentlich unterbrochenen höheren Rahmen.

Für die Abtragung als landschaftsbildenden Faktor spricht auch der Umstand, daß die „Inselberge“ im südlichen Bereich der Lowlands durchwegs Einlieger älterer resistenter Sandsteine und Quarzite sind. Die Quarzite sind auch in den Randgebirgen nördlich Galway, in Nordirland südlich von Belfast und Südostirland (Bergland von Waterford) weit verbreitet und bilden meist deren höchste Erhebungen, von denen 45 eine Höhe von mehr als 750 m erreichen (G. L. H. DAVIES & N. STEPHENS, 1978, p. 11). Auch der junge Vulkanismus im Nordosten der Insel spricht nicht gegen die „Denudationstheorie“ betreffend die Morphogenese der Lowlands. Schwierigkeiten bereiten die Granite. Sie bauen z. B. einerseits die mächtigen, am Südostzipfel Nordirlands gelegenen Mourne Mountains auf („Mourne Pluton“, knapp über 800 m) und ebenso den Dom von Lugnaquilla (935 m) südlich von Dublin, wo andererseits aber derselbe Granit nur 25 km weiter südwestlich den Untergrund der Tullow Lowlands bildet. Mir scheint, daß G. L. H. DAVIES & N. STEPHENS (1978) doch den neben der alten Kaledonischen (Silur/Devon) und Armorikanischen Orogenese (Karbon/Perm) abgelaufenen jungen tektonischen Ereignissen des Tertiärs und nicht zuletzt den glazialisostatischen Bewegungen des Pleistozäns (s. Abschnitt 3.2.) zuwenig Beachtung schenken. Andererseits ist es richtig, wenn es bei der Besprechung der großen, auch in Fig. 2 angegebenen tektonischen Störungen wörtlich heißt (1978, p. 16): „Nirgends treten in Irland diese tektonischen Strukturen so hervor wie in Schottland, und keine besitzt eine solche topographische Signifikanz wie dort.“ Und in der Tat, der in Schottland so markante „Kaledonische Kanal“ (Glen More) findet keinerlei Gegenstück in der Morphologie Irlands.

Man muß J. B. WHITTO (1974, p. 24) zustimmen, wenn er betont, welch erstaunlichen Einfluß im Detail die jüngste geologische Zeitspanne, das Quartär, auf das Landschaftsbild Irlands durch glaziale Abtragung und den gewaltigen Transport des Moränenmaterials hatte. Freilich ist trotz des landschaftsbestimmenden Einflusses der glazialen und postglazialen Ablagerungen ihre Mächtigkeit mit den überdeckten Gesteinskörpern nicht zu vergleichen.

1.3. Hydrometeorologische Daten

Die Skizze der mittleren Jahresniederschlagshöhen Irlands (Fig. 4) ist ein nahezu getreuliches Abbild einer morphometrischen Karte der Verteilung der Höhenstufen.

In den höchsten Bereichen der Bergländer überschreiten die Niederschläge sowohl im Westen als auch im Osten 2000 mm pro Jahr. Erst in den Lowlands zeichnet sich auch ein W-E-Gefälle ab, und nur im Osten unterschreitet die jährliche Niederschlagshöhe 800 mm. Die Differenzen der jährlichen Niederschlagssummen sind demnach beträchtlich.

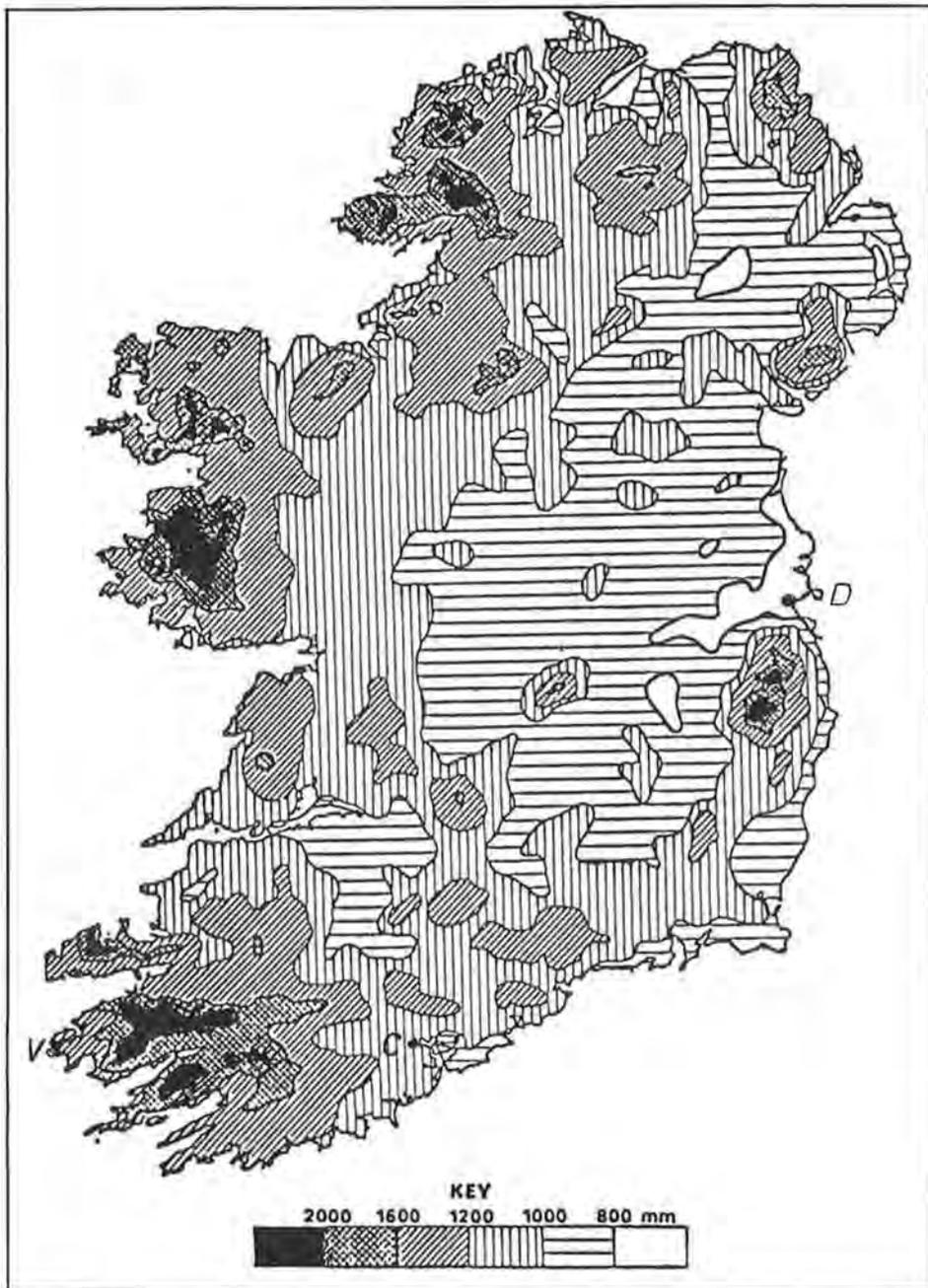


Fig. 4: Jahresmittel der Niederschlagshöhen in Irland 1931-1960 (aus: C. R. ALDWELL & D. J. BURDON, 1979). D = Dublin, C = Cork, V = Valencia. Maßstab vgl. Fig. 1.

Fig. 5 zeigt den Jahresgang von Niederschlag, Lufttemperatur und Verdunstung von drei bzw. einer Meßstelle.

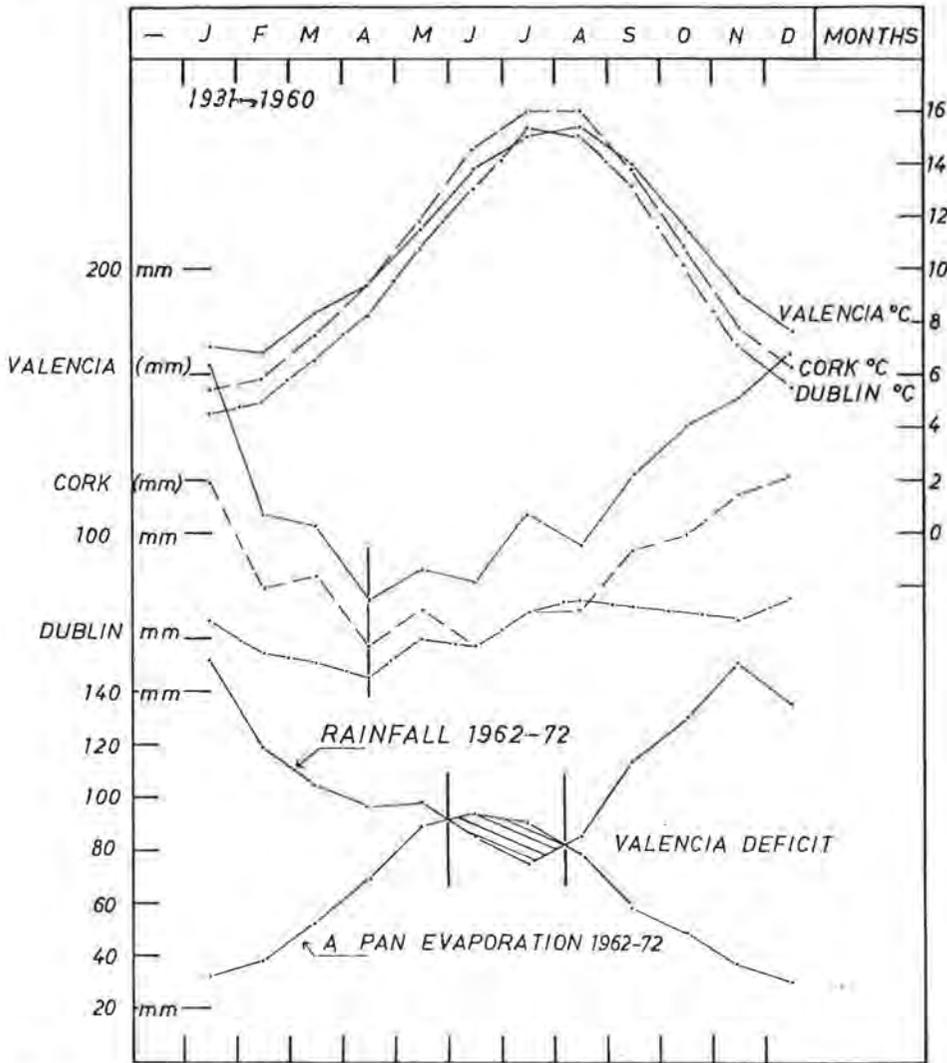


Fig. 5: Monatsmittel von Niederschlag und Lufttemperatur 1931–1960 der Stationen Valencia, Cork und Dublin (V, C, D auf Fig. 4), sowie des Niederschlages und der Verdunstung 1962–1972 in Valencia (aus: C. R. ALDWELL & D. J. BURDON, 1979).

Die Lufttemperatur hat in den drei Stationen Valencia, Cork und Dublin ihr tiefstes Mittel im Jänner (Valencia Februar) und ihr Maximum im Juli–August. Die Temperaturkurven liegen nahe beisammen, sie streuen nur im Winter zwischen Valencia und Dublin um mehr als 2° C (Jännermittel Dublin 4,2° C, Valencia 6,7° C).

Die Niederschlagskurven zeigen bei allen drei Stationen das Minimum im April, im

Ablauf gleichen sich aber nur Valencia und Cork, in Dublin sind besonders die Herbstniederschläge wesentlich geringer. Alle drei Kurven lassen deutlich des W-E-Gefälle erkennen.

Bezüglich der Verdunstung verfügen wir nur über Daten der Meßstation Valencia. Es ist erwähnenswert, daß in den Monaten Juni und Juli tatsächlich ein Niederschlagsdefizit vorliegt. Freilich wird, was die Grundwasserreserven anbetrifft, dieses Defizit schon in den Herbstmonaten wieder ergänzt.

2. Exkursionen

2.1. Südost-Irland

2.1.1. Exkursion Dublin–Youghal

Die Exkursion folgte nicht der Küste, sondern führte zuerst nach Südwesten landeinwärts über das Barrow-River-Tal und das Castlecomer-Plateau nach Kilkenny (Fig. 1).¹

Das Castlecomer-Plateau nimmt eine Fläche von etwa 500 km² ein und ist ein ausgedehnter Restberg von Oberkarbonschichten. Bis vor kurzem wurde hier an zahlreichen Stellen Kohle des obersten Karbons abgebaut. Ruinen von Grubenanlagen und verfallene Häuser bezeugen einen erst in den letzten Jahrzehnten verlorenen Konkurrenzkampf, nur teilweise wird noch qualitativ hochwertiger Anthrazit abgebaut.

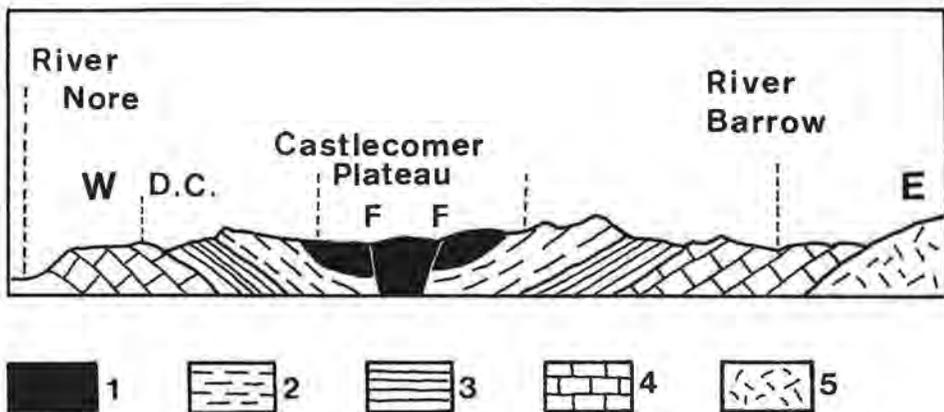


Fig. 6: Skizze eines geologischen Schnittes durch das Castlecomer-Plateau (unter Verwendung von J. B. WHITROW, 1974, Fig. 41). D. C. = Dunmore Cave, 1 = Kohleflöze, 2 = Sandsteine, 3 = Tonschiefer, 4 = Karbonkalk, 5 = Leinster Granit; F = Störung. Maßstab vgl. Fig. 1.

Das Plateau selbst ist sowohl in seiner geologischen Struktur als auch morphologisch ein Becken (Fig. 6). Die Schichten sind entsprechend der geologischen Folge (alles Oberkarbon) von oben nach unten: Kohlegebirge, Sandsteine (z. T. Mühlstein), Tonschiefer, Kalk. Am Südwestfuß ist in den Oberkarbonkalken „Dunmore

¹ Für Zeichenarbeiten von diversen Textfiguren habe ich den Herren Dr. P. Rampsbacher und T. Harum (Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Forschungszentrum Graz) zu danken.

cave“, eine der bekanntesten Höhlen Irlands, entwickelt (Fig. 6). Sie entstand im Pleistozän durch Schmelzwässer, die nach ihrem Oberflächenlauf in den Nichtkarbonatgesteinsfolgen an der Grenze zum Kalk versickerten und unterirdisch als Karstfluß dem Vorfluter zustrebten.

Im Höhlenverlauf wechseln weite horizontale Strecken mit Steilstufen, die den Phasen der Tieferlegung des Noretals entsprechen (vgl. Fig. 4 bei D. DREW & D. HUDDART). Der Eingang zum heute als Schauhöhle ausgebauten Teil führt durch eine Einsturzdoline.

Bei der Abfahrt ins Noretal ergaben Sand-Kiesgruben prachtvolle Aufschlüsse eines Eskers und anderer glazialer Ablagerungen (Fig. 7).



Fig. 7: Esker am Fuße des Castlecomer-Plateaus im Nore-Tal (Foto: J. ZÖTL, 1979).

Von Kilkenny führte die Tour in Südrichtung über einen Rücken devonischer Sandsteine und silurischer Quarzite in das weite Tal des Suir-Flusses bei Carrick on Suir. Wir befinden uns hier in der nördlichsten einer Serie von E-W-streichenden Synklinalen, denen die Täler folgen.

Die Fahrt von Carrick on Suir nach Dungarvan querte die Comeragh Mountains und weiter südlich die Ausläufer der Monavullagh Mountains. Trotz der reichlichen Bewaldung waren etwa 15 km südwestlich Carrick on Suir gut ausgebildete Kare an der Südostflanke der Comeragh Mountains deutlich auszunehmen. Sie tragen teilweise kleine Seen, und nur die Höhenlagen (Kare in 550–700 m Seehöhe), die höchsten Rücken mit ca. 800 m (höchster Punkt 2478 feet) und die weiten Flächen prachtvoll blühender Ginsterbüsche drängen den Eindruck einer alpinen Topographie zurück.

Bei Dungarvan erreicht man die nächste W-E-streichende Synklinale, auch morphologisch als eine vier bis fünf Kilometer breite Talung ausgeprägt.

Nachdem im Jahre 1959 durch eine Trockenperiode die Schüttung der am Rand des Hochlandes liegenden Quellen vorübergehend stark vermindert und die auf ihre Nutzung gestützte Wasserversorgung der Stadt beeinträchtigt hatte, wurde eine Reihe von Bohrungen in die Karbonkalke der Synklinale niedergebracht. Der Erfolg war durchschlagend; so erbrachte eine im Jahre 1974 abgeteufte, mit einem Kaliber von 450 mm nur 28 m tiefe Bohrung eine Ergiebigkeit von 13 mill. l/Tag (154 l/s). Es ist dies die höchste bekannte Ergiebigkeit einer Bohrung in Irland.¹

Die Bohrung ist nicht nur ob ihrer Ergiebigkeit von Interesse. Nur ca. 1 km vom inneren Ende des Estuariums eines kleinen Flusses bei Dungarvan entfernt, liegt die Oberfläche des Geländes bei der Bohrung nur wenige Meter über dem Hochwasserspiegel des Meeres (durchschnittlicher Tidenhub 3 m, lt. mündlicher Auskunft). Bis zum Erreichen des festen Kalkes wurden 14 m postglaziale fluviatile Aufschüttung und 3 m aufgelockerter, zerbrochener Kalk durchfahren, d. h., daß die Erosionsrinne im Kalk unter den heutigen Meeresspiegel reicht. Da trotz der Ergiebigkeit des Brunnens keine Meerwasserbeimischung auftritt, ist zu schließen, daß der Synklinale große Karstwassermengen zufließen. Letzten Endes ist bemerkenswert, daß hier eines der größten, systematisch untersuchten Grundwasserbeobachtungsnetze des Landes liegt und der hier gewonnenen Erfahrung insofern Bedeutung zukommt, als Irland noch immer 85% seines Wasserbedarfes aus Oberflächenwässern deckt.

2.1.2. Exkursion Youghal-Cork

Kurz nach dem Start erfolgte eine Begehung der Küste südlich Youghal. Dieser Halt gab sowohl die Möglichkeit des Besuches eines Aufschlusses, der einen Einblick in die Lithologie und Strukturen der „Alten Rotsandsteinfolge“ (Devon) bietet, als er auch wenigstens an einem Punkt der Südostküste eine ausgeprägte Strandmarke 3–4 m über NN (Flandrian stage) zeigte (Fig. 8).

Im Zuge der Weiterfahrt wurde die W-E von Cork zur Youghal Bay ziehende Synklinale in SW-Richtung gequert.

Die Karbonkalke sind im Talboden nur von einer dünnen Vegetationsschicht überdeckt. Infolge der flachwelligen Oberfläche wechseln Oberflächengerinne, Schwinden und Karstquellen mit nur gering überdeckten unterirdischen Gerinnen. Diese und die immer wieder auftretenden, ebenfalls untief verlaufenden Kleinhöhlen sind im allgemeinen streng nach dem N-S/E-W-verlaufenden Kluftsystem entwickelt. Es ist ein eigenartiger Typus oberflächennaher unterirdischer Karstphänomene. Unter diesen Umständen nimmt es nicht wunder, daß Pumpversuche in Quelltöpfen dieselben Auswirkungen zeigen wie Pumpversuche in Brunnen. Bei einem 1976 in einer Trockenperiode durchgeführten Test war eine Absenkung von 298 mm in einem Quelltopf noch im Beobachtungsbrunnen in 1,5–2 km Entfernung wahrnehmbar, und der effektive Radius des Absenkungstrichters betrug etwa 100 m (E. P. DALY & G. R. WRIGHT, 1979).

Die weitere Exkursion war leider durch die damals herrschende Benzinverknappung beeinträchtigt. Es mußte die Stadt Cork, der Endpunkt der Exkursion, auf möglichst direktem Wege angefahren werden.

Bei Cork ist die Synklinale –30 m (im Westen) bis –50 m (an der Küste) unter dem Meeresspiegel mit Ablagerungen des Midlandiums aufgefüllt.

Cork, eine Stadt mit ca. 160.000 Einwohnern, ist ein bedeutender Hafen, wie z. B. Nürnberg ist sie stark vom lithologischen Aufbau der Umgebung geprägt. Fast alle

¹ Zahlen aus dem Exkursionsführer von E. P. DALY & G. R. WRIGHT, 1979, p. 2.



Fig. 8: Strandkliff südlich Youghal in der devonischen Rotsandsteinfohle. Im Hintergrund deutlich die 4-m-Terrasse des Flandrischen Meereshochstandes (Foto: J. ZÖTL, 1979).

Häuser des Stadtkerns haben dunkle Sandsteinfassaden mit Ecken aus widerstandsfähigen weißen Kalken, eine dem Auge gefällige Architektur im Kontrast zu den wenig ansprechenden Betonbauten.

2.2. Nordwest-Irland

2.2.1. Das Burren-Massiv

Das Burren-Massiv wurde in den Fröhsommermonaten 1977 und 1979 befahren.

Die Burren sind der nördliche (verkarstete) Teil des Clare-Plateaus. Die Bezeichnung „Burren“ stammt vom irischen „boireann“, was soviel wie „steinige Gegend“ bedeutet, und P. W. WILLIAMS (1970, p. 115) zieht eine berechnigte sprachliche Parallele zur Entstehung des Begriffes „Karst“. Wir sind hier im bekanntesten Karstgebiet Irlands.

Der geologische Aufbau ist im großen einfach, das Massiv besteht aus relativ reinen, dickgebantkten Kalken des Oberkarbons (Burren Limestone Series) mit dünnen Bändern von Hornstein und Tonschiefern, die die Verkarstung nur örtlich beeinflussen.

Die Kalke fallen 1–5° gegen SSW unter die oberkarbonischen schwarzen Tonschiefer und plattigen Sandsteine (Namurian flagstone) ein, die früher auch das Burren-Plateau bedeckten und in ganz SW-Clare dominieren. Im Südwesten bilden sie die bis zu 196 m hohen „Cliffs of Moher“, die mächtigste Steilküste Irlands zum Atlantik (Fig. 1).

Die Erosion der Schiefer und damit die Vergrößerung des Burren-Plateaus ist noch

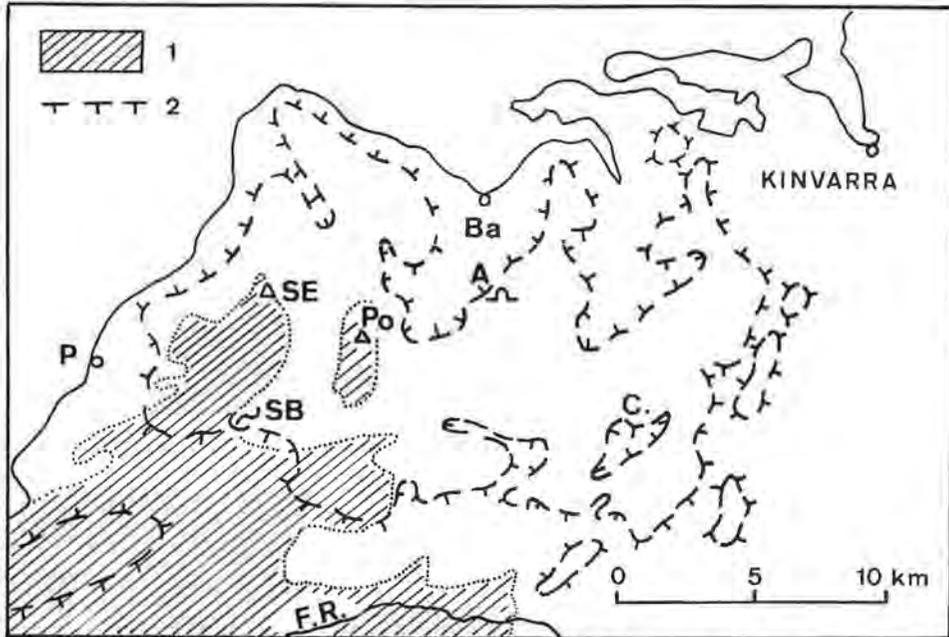


Fig. 9: Das Burren-Massiv (vgl. auch Fig. 1). Volle Linie = Küste, 1 = noch vom Schiefer überdeckte Fläche, 2 = morphologischer Rand des Plateaus. A = Ailwee Cave, Ba = Ballyvaghan, C = Carran-Polje, F. R. = Fergus River, P = Poulsallagh, Po = Poulacapple, SB = St. Brendan's Well, SE = Slieve Elva (nach D. DREW, 1979).

im Gang (s. u.), und das verkarstete, heute in etwa 200–300 m Seehöhe gelegene Plateau in seiner Ausdehnung von ca. 400 km² ist relativ jung. Fig. 9 und 10 d zeigen die gegenwärtige Kalk-Schiefer-Grenze und die Reste dieser Schiefer als Kappen auf den höchsten Erhebungen Slieve Elva (345 m) und Poulacapple (275 m). Weitere Reste der ehemaligen Bedeckung finden sich als klastische Füllungen im geschlossenen Becken und Karstwannen des heute freigelegten Burren-Plateaus.

Die erste Phase der Freilegung der Kalke begann im Spättertiär wahrscheinlich durch Flußerosion, einen wesentlichen Anteil an der Abtragung hatte später sicher die glaziale Denudation. Zeitliche Abschnitte des Standes der Denudation hat D. DREW (1979 b) entworfen, sie wurden in Fig. 10 übernommen. Es ist ersichtlich, daß noch die Würmvereisung eine beachtliche Kalkfläche freilegte. Ein prachtvolles Beispiel der gegenwärtigen Abtragung der Schieferhülle durch rückschreitende Erosion zeigt die Quellversickerung bei St. Brendan's Well (SB Fig. 9 und Fig. 11). Fig. 11 zeigt deutlich den im Talboden freigelegten Kalk, die begleitenden Talflanken gehören noch zur Schieferhülle.

An der Küste des Burren-Massivs ist teilweise der Flandrische Meereshochstand durch eine deutliche Brandungsterrasse markiert (Fig. 12). Gelegentlich zeigt sich im Küstenbereich auch eine zonale Gliederung der Küstenkarren im Gezeitenbereich, besonders zwischen dem Tiefwasserstand bei Ebbe und dem mittleren Hochwasserstand. Fig. 13 zeigt die Mitwirkung der Fauna zur Korrosion in der untersten Karrenzone; all die kleinen Napfkarren sind von Seeigeln besetzt. Die am stärksten entwickelten Karren finden sich zwischen dem mittleren Meerwasserstand und dem Tief-

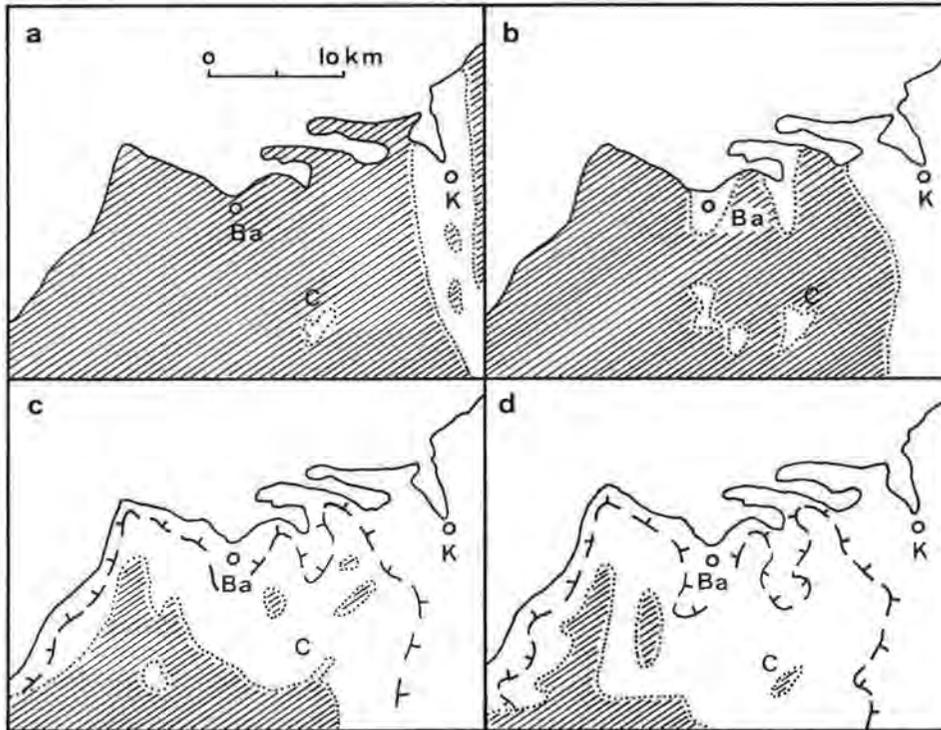


Fig. 10: Denudationsphasen der Schieferbedeckung des Burren-Karststockes (nach D. DREW, 1979, Fig. 2). a = Spättertiär, b = Spätpliozän – Frühpleistozän, c = Präwürm, d = Gegenwart. Ba = Ballyvaghan, C = Carran-Polje, K = Kinvarra. Schraffiert = Schieferbedeckung.

stand der Gezeiten. In der Sprühzone über dem Gezeitenhochstand tragen freige-
spülte Bankungsflächen unregelmäßige, aber messerscharfe Karrengrate.

Im Hochplateau der Burren treten neben verbreiteten Feldern von Kluffkarren
auch unterirdisch entwässerte Wannen auf. Teilweise handelt es sich um zusamen-
gewachsene Einsturzdolinen. Die „Carran depression“ (Fig. 10) wurde jedoch wahr-
scheinlich schon im Pliozän angelegt, als noch der Namurian-Tonschiefer die Ober-
fläche bedeckte. Die vielleicht auch tektonisch beeinflusste Depression wurde im Plei-
stozän glazial und korrosiv vertieft und erweitert und kann heute aufgrund der mor-
phologischen Züge (3 km Länge, 1 km Breite, ebener Talboden mit einem Gerinne
von den Quellen im Norden zu der Schwinde am Südrand) als echtes Polje ange-
sprochen werden. Grundsätzlich zu unterscheiden sind hievon die sogenannten Tur-
loughs (S. Kapitel 3).

Die unterirdische Entwässerung des Burren-Massivs wird von den Hauptkluftsys-
temen (196° und 80–90°) gesteuert.

Im Norden zeigt die von hier aus tief in das Massiv zurückgreifende Bucht von Bal-
lyvaghan (Fig. 10), daß sowohl die oberirdische Ausräumung als auch die unterirdi-
sche Entwässerung in diesem Teil des Burren-Massivs gegen Norden gerichtet sind.
Für die unterirdische Entwässerung wird dies noch durch das Höhlensystem der
„Aillwee Cave“, einem der längsten erforschten Höhlensysteme Irlands (ca. 1100 m),
und die Küstenquellen zwischen Ballyvaghan und der Kinvarra Bay dokumentiert.



Fig. 11: Die freigelegte Kalkoberfläche im Talboden bei St. Brendan's Well im Burren-Massiv (vgl. Fig. 9). Die begleitenden Talflanken gehören noch der Schieferhülle an (Foto: J. Zörl, 1979).

Zu den größten dieser Küstenquellen zählt die bei der Burgruine östlich von Kinvarra gelegene (Fig. 14).

Im mittleren und südlichen Burren-Massiv geht die unterirdische Entwässerung nach Süden, der Zusammenhang der Schwinde im Carran-Polje mit Quellen am Fergus River, einem Zubringer des Shannon, ist durch einen Färbeversuch erwiesen (P. W. WILLIAMS 1970, p. 118; vgl. Fig. 9). Bei der Höhe des Niederschlages, der in diesem Gebiet fällt (Durchschnitt über 1400 mm/Jahr), reichen die bekannten Quellen nicht als Wiederaustritt der Versickerungsmenge aus. Es ist anzunehmen, daß besonders im Bereich des Abtauchens der Kalk-Schiefer-Grenze unter das Meeresniveau bedeutende submarine Quellen liegen.

Obwohl weder Bäume noch Ackerbau die Steinwüste des Burren-Plateaus beleben, findet sich hier eine unerwartete Fundgrube für den Botaniker. Verwitterungsreste in den Klufftkarren sind ein ausreichender Lebensraum für eine Vielfalt von Blumen. J. B. WHITTON (1974, p. 150) spricht von einer „botanical metropolis“, und in der Tat treffen sich arktische Arten mit Pflanzen der Alpen und solchen des Mittelmeerraumes.



Fig. 12: Abrasionsterrasse des Flandrischen Meereshochstandes an der SW-Küste des Burren-Massivs südlich Poulsallagh (vgl. Fig. 9; Foto: J. ZÖTL, 1977).



Fig. 13: Napfkarren mit Seeigeln. Tidebereich SW-Küste des Burren-Massivs (Foto: J. ZÖTL, 1977).



Fig. 14: Küstenquelle 1 km östlich Kinvarra (Foto: J. ZÖTL, 1979).

2.2.2. Lough Mask und Lough Corrib

Die Begehung von größeren Uferbereichen der beiden Seen erfolgte im Juli 1977.

Beide Seen liegen an der Grenze extrem verschiedener Landschaften: Im Westen grenzen sie direkt an die Bergländer aus paläozoischen Schiefen, Gneisen, Quarziten

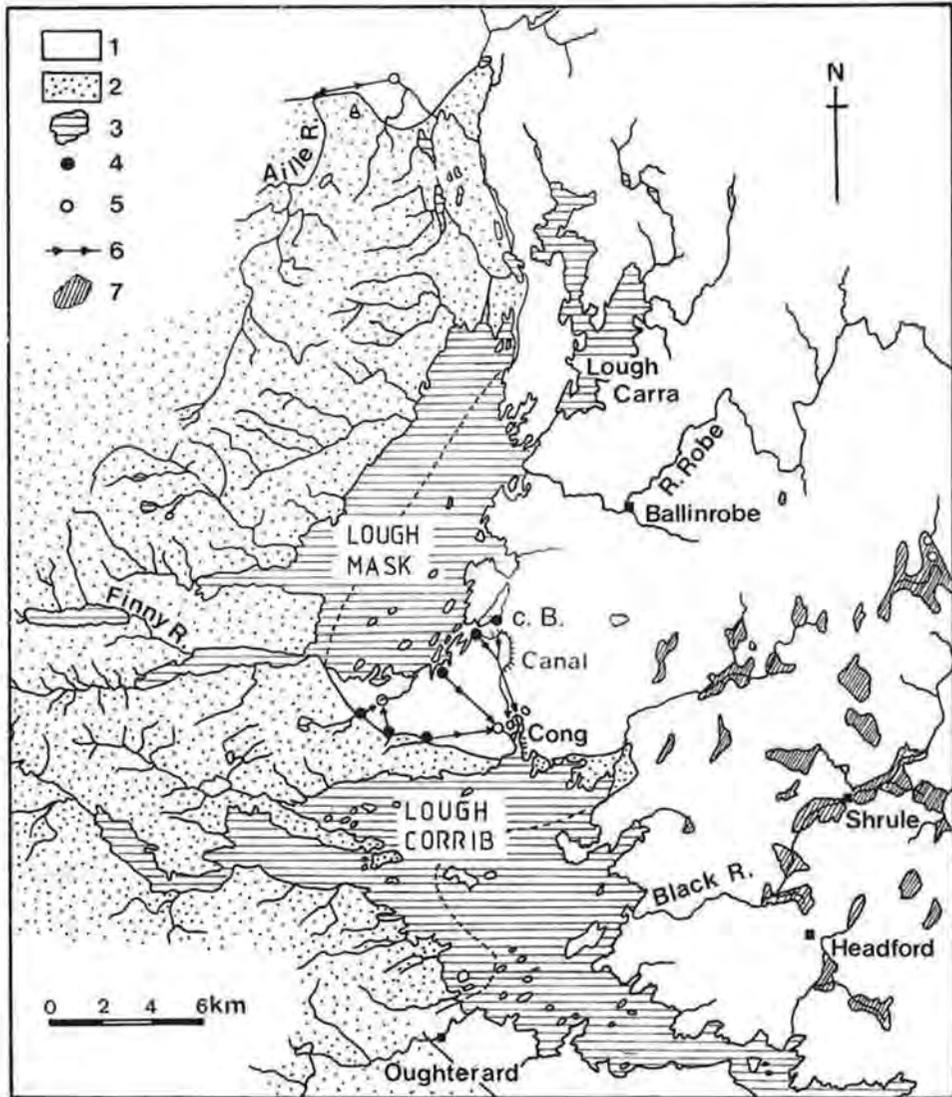


Fig. 15: Skizze des Bereiches um Lough Mask und Lough Corrib nach dem Exkursionsführer, ISU, 1971. 1 = Kalkareal, 2 = nichtverkarstungsfähige Gesteine, 3 = Seeflächen, 4 = Schwinden, 5 = Quellen, 6 = angenommene Fließrichtung des unterirdischen Wassers im Süden des Lough Mask, 7 = Turlough. Der mittlere Seespiegel des Lough Mask liegt 18,9 m über dem Meeresspiegel, jener des Lough Corrib 8,8 m. Die tiefsten Stellen der Seeböden liegen in beiden Seen fast gleich tief unter dem Meeresspiegel (Lough Mask – 39,3 m, Lough Corrib – 37,5 m). C. B. = Castle Bay.

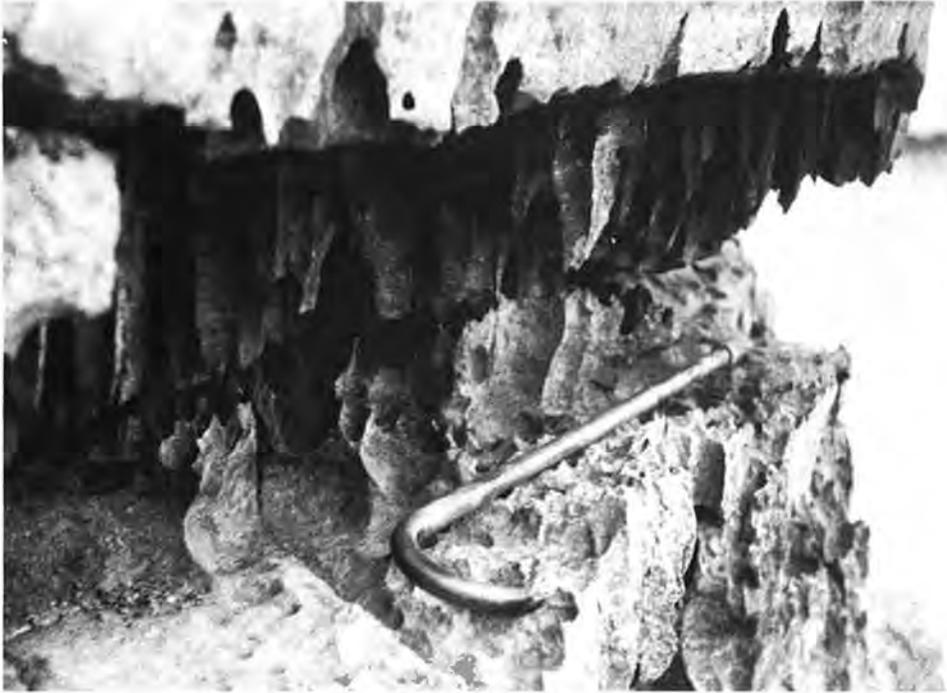


Fig. 16: Lakustrine Karren in Bankungsfugen der Karbonkalke am Ostufer des Lough Mask (Foto: J. ZÖTL, 1977).



*Fig. 17: Eisschlifffläche einer im Sommer freiliegenden Felsschwelle im Lough Mask. Freige-
spült vom Feinmaterial, ist die Kalkfläche von erratischen Blöcken nichtkarbonati-
scher Gesteine aus dem westlichen Bergland übersät (Foto: J. ZÖTL, 1977).*

und Granit, während ihre Ost- und Südküsten die Karbonkalke der nach Osten anschließenden flachwelligen Lowlands bilden (Fig. 15).

Getrennt werden die beiden Seen durch den Quarzit- und Sandsteinriegel von Cong. Da im westlichen Bergland auch an dessen Ost-(Lee-)Seite durchschnittlich 1600 mm Jahresniederschlag fallen, strömen den beiden Seen von hier kurze, aber wasserreiche Flüsse zu. Aber auch die Lowlands entwässern in den nördlichen und mittleren Lough Mask (Robe River) und in den Lough Corrib (Black River und Clare River mit seinen Nebenflüssen; Fig. 1 und 15).

Die Zuflüsse zu den Seen haben beachtliche periodische Spiegelschwankungen zur Folge, die im südlichen Teil des Lough Mask zwischen Sommernieder- und Winterhochstand 1,8 m ausmachen, so daß zu dieser Zeit der Long-Kanal Überlaufwasser führt (s. u.). Die jahreszeitlichen Oszillationen des Seespiegels sind nicht in allen Teilen des Lough Mask gleich. In der durch eine Felsschwelle isolierten Castle Bay am Ostufer des Sees erreicht die Schwankung je nach der winterlichen Niederschlags-höhe ein Ausmaß von 3–5 m.

Die jährlichen Spiegelschwankungen haben an jenen Teilen der Castle Bay, deren Steilufer gut gebankte Karbonkalke finden, eigenartige lakustrine Karren entwickelt: Entlang der etwa horizontalen Bankungsfugen verursacht die jährliche Seespiegelschwankung eine korrosive Erweiterung, wobei in selektiver Lösung 20–30 cm lange „Deckenkarren“ in Gestalt scharfkantiger, zahnförmiger Korrosionsformen entstehen, denen auf der Oberfläche des liegenden Schichtpaketes kleinere, aber ebenfalls messerscharfe Karren entsprechen (S. Fig. 16).



Fig. 18: Schwinde am Südostufer des Lough Mask. Aufnahme bei Niedrigwasser. Man sieht, daß die Schwinde bei höherem Wasserstand bedeutend größere Wassermengen zu schlucken vermag (Foto: J. ZÖTL, 1977).

Fig. 17 zeigt eine im Sommer freiliegende Felsschwelle im Lough Mask, deren vom Eis glattgeschliffene Oberfläche aus Karbonkalk mit unzähligen erratischen Blöcken überstreut ist. Sie sind großteils Nichtkarbonatgesteine aus dem im Westen liegenden Bergland.

Während im Nordosten dem Lough Mask aus dem „Niederkarst“ der Lowlands beachtliche Zubringer ganzjährig zufließen, finden sich am Südostufer zahlreiche Schwinden (Fig. 18). Es ist anzunehmen, daß die starken Quellen, die in der Umgebung der Ortschaft Cong entspringen, großteils Wiederaustritte des Seewassers vom Lough Mask sind. Der Abfluß ergießt sich in den Lough Corrib (Fig. 15).

Ein Kuriosum ist der Cong-Kanal, dessen Aushub um 1850 erfolgte, um eine schiffbare Verbindung zwischen Lough Corrib (und damit der Küste bei Galway) und Lough Mask zu schaffen. Der Kanal, angelegt in den Karbonkalen, liegt im Sommer



Fig. 19: Der Cong-Kanal (vgl. Fig. 1 und 15), ein mißglückter Versuch, eine schiffbare Verbindung zwischen Lough Mask und Lough Corrib zu schaffen (Foto: J. ZÖTL, 1977).

total trocken (Fig. 19) und führt im Winter ein flußartiges Gerinne; Ingenieurplanung ohne Karsthydrogeologie. J. B. WHITTO (1974, p. 137) schreibt dazu: „Nach fünf Jahren enormer Anstrengung floß nach der Eröffnung das Seewasser nur einige Yards in den Kanal, bevor es in den Untergrund verschwand. Ein Geologe, Mr. J. C. COLEMAN, hat *nachher* 44 Schwinden am Cong Isthmus kartiert, und nicht weniger als 30 Schwinden liegen innerhalb einer Meile des fehlgeplanten Kanals. Man kann nicht umhin, auf die undurchlässigen Silurgesteine zu blicken, die einige Meilen weiter im Westen den Isthmus aufbauen und die Frage aufzuwerfen, warum die Kanalroute nicht dorthin gelegt wurde?“

2.2.3. Die Lowlands

Ich habe das Tiefland zwischen Dublin und Galway zwar dreimal gequert, engmaschigere Befahrungen erfolgten jedoch nur im Westen, nämlich östlich des Lough Mask, um den Lough Corrib und im Hinterland der Galway Bay.

Es handelt sich bei den befahrenen Bereichen durchwegs um ein mehr oder weniger flachwelliges Gelände, das ich als „Tieflandkarst“ mit glazialer Prägung und Überlagerung bezeichnen möchte. Es handelt sich praktisch immer um einen „bedeckten“ Karst, aber weder das Grün der Wiesen noch das Braunschwarz der Torfbereiche darf vergessen lassen: Darunter liegt Karst!

Soweit man nicht Oberflächenwasser nutzt, kommt das Wasser der Brunnen aus dem Kalkuntergrund.

Die Gezeiten des Meeres wirken sich noch weit im Hinterland aus. Davon zeugen nicht nur die wechselnde Austrittshöhe der Küstenquellen, sondern vor allem die mit zeitlicher Verzögerung den Gezeiten folgenden Oszillationen der Spiegelhöhen von Seen (z. B. Lough Caherglassdun 6 km südöstlich von Kinvarra, Zeitverschiebung 4 Stunden; vgl. Fig. 1).

Das interessanteste Phänomen der Lowlands aber sind zweifelsohne die sogenannten Turloughs (vom irischen Tuar Loch, d. h. trockener See). Die Übersetzung der Definition bei P. W. WILLIAMS (1970, p. 114) spricht von „grasbewachsenen Depressionen der Landoberfläche, einmal klein, ein andermal sich über mehrere Morgen erstreckend, während feuchter Wetterperioden durch unterirdische Wasserwege mit Wasser gefüllt und (in trockeneren Zeiten) auf demselben Wege wieder entleert“. Da die Turloughs oft mit Moränenmaterial verkleidet sind, sind die direkten Kluftwasserwege in den seltensten Fällen erkennbar. Weil auch bei ihrer Entstehung oder Formung Gletscherschurf mitgewirkt haben kann, mag man der Klassifikation als „glacio-karstic landforms“ (P. W. WILLIAMS, 1970, p. 114) zustimmen.

Sehen wir von den Turloughs ab, so sind die Lowlands geprägt von den pleistozänen Ablagerungen (Moränen, Kamesbildungen, Eskers und Drumlins) und den verbreiteten Torfvorkommen (Fig. 20).

So wie in anderen Gebieten hängt der sich entwickelte Typus der Torfmoore von der zugrunde liegenden Pflanzengesellschaft, den Mineralstoffen des Bodens und Grundwassers, den Regenfällen und der Höhenlage ab. J. B. WHITTO (1974, p. 130) unterscheidet im großen zwei Moortypen: die sog. „raised“ oder „high bogs“, die er selbst mit unserem Begriff „Hochmoor“ identifiziert, und zweitens die sogenannten „blanket bogs“, die wir aber nicht ohne weiteres unserem Begriff „Flachmoor“ gleichstellen können; J. B. WHITTO stellt auch die in den Höhen der Wicklow Mountains (SSW von Dublin) gelegenen Moore in diese Kategorie. Obwohl die Hochmoore in den Bereichen geringerer Niederschlagshöhe liegen, sind sie viel mächtiger (bis zu 7 m) als die „blanket bogs“ (ca. 2½–3 m) in den niederschlagsreicheren und mehr bewölkten Bergen des Westrandes der Insel.

Eine eingehende Beschreibung der Entstehung der Moore in Zentral-Irland gibt J. B. WHITROW, 1974, p. 130 ff.

Noch ist Torf der wichtigste Energieträger Irlands (1975 kamen mehr als 25% des elektrischen Stromes aus torfgeheizten kalorischen Kraftwerken), und bei der Ausdehnung der Vorkommen (15% der Gesamtfläche des Landes, d. s. ca. 12.450 km²) wird das noch einige Zeit so sein. Doch schon sind neue, für das Land wichtige wirtschaftliche Aspekte aufgetaucht, wie beispielsweise der Export von Torf als Kultivierungsbasis arider Steinwüsten, wo neue technische Bewässerungsmethoden andere, früher dominierende Schwierigkeiten bereits beseitigt haben.

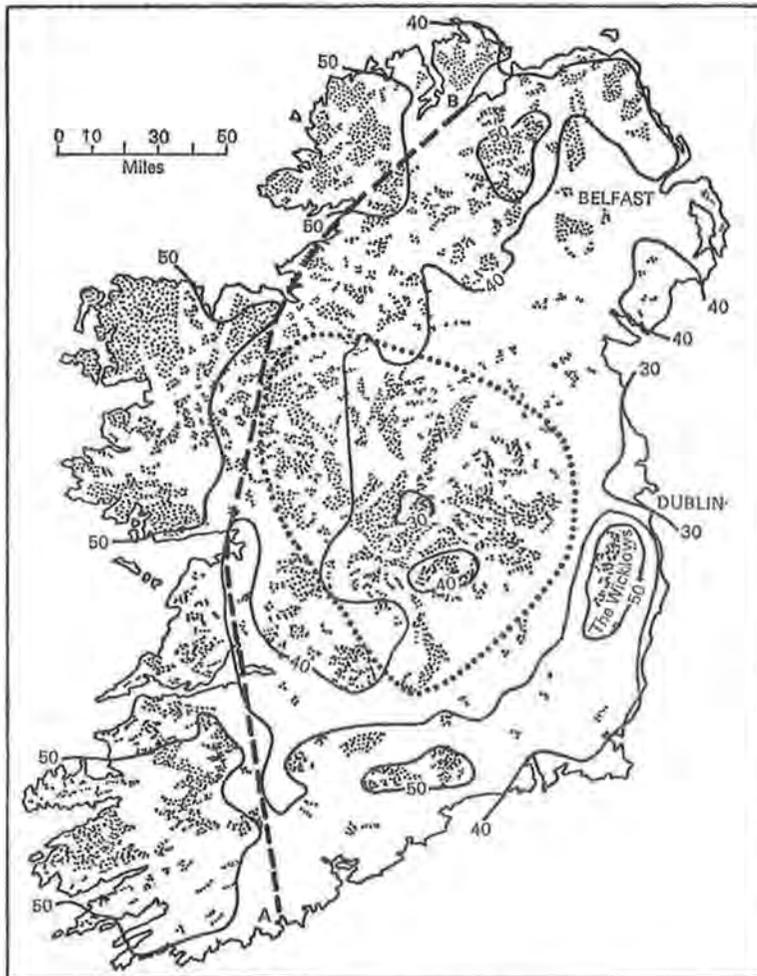


Fig. 20: Die Verteilung der Torfmoore in Irland (nach J. B. WHITROW, 1974, p. 131). Punktiert = Torfmoore; mit dick-punktierter Linie eingegrenzte Fläche = Hauptgebiet der Hochmoore; dick-strichlierte Linie A-B = Ostgrenze der Gebiete mit hauptsächlich „Blanket bogs“, ausgenommen die Wicklow-Berge (s. Text); dicke voll ausgezogene Linien = Isohyeten (Angabe der Niederschlagshöhen in inches).

3. Erfahrungsschwerpunkte

3.1. Der Irische Karst

Die Verbreitung des Irischen Karstes deckt sich praktisch mit den von Karbonkalken eingenommenen Gebieten (Fig. 21).

Die Verkarstung braucht zunächst auch in Irland die allerorts notwendigen grundsätzlichen Gegebenheiten, nämlich verkarstungsfähige Gesteine und Wasser. Was die Karstphänomene anbetrifft, so findet sich eine Reihe in aller Welt auftretender Erscheinungen, wie Rillen-, Rinnen- und Kluffkarren, Dolinen etc., in ähnlicher Art auch in Irland.

Doch schon bei den Brandungskarren unterscheiden sich die Formen an der Westküste des Burren-Massivs wesentlich von den *Brandungskarren* der Küsten Jugoslawiens, Griechenlands und der Türkei. Ein Grund hierfür ist sicher im unterschiedlichen Ausmaß des Tidenhubes an den Mittelmeer- bzw. der Atlantikküsten zu suchen, womit bereits das Kriterium der geographischen Lage mit ins Spiel kommt.

Eine irische Besonderheit aber sind die *Turloughs* (vgl. 2.2.3.). Sie sind nicht mit den zahllosen großen und kleinen Seen der Lowlands vergleichbar, die dauernd Wasser führen. Die *Turloughs* sind glacio-korrosive Hohlformen verschiedenster, aber begrenzter Größe, die nur beim Hochstand des Karstwasserspiegels überflutet werden. In trockenen Monaten sinkt der Karstwasserspiegel unter die absolute Höhe des Bodens der Karstwanne, und die Hohlform liegt trocken.

Es ist nicht richtig, die *Turloughs* als Poljen zu bezeichnen und sie diesen in Jugoslawien und Griechenland verbreiteten Phänomenen gleichzusetzen. Den *Turloughs* in den Lowlands Irlands fehlen die typischen Quellen und Ponore (Katavothren) der Poljen. Sie haben auch nur selten einen ebenen Boden, eine für die Poljen sehr wohl typische Erscheinung. Nicht zuletzt sollte bedacht werden, daß für die Anlage der meisten Poljen auch tektonische Züge ins Kalkül zu ziehen sind.

Die *Seen* Irlands sind in den Lowlands generell die Vorflut des Karstwasserkörpers, wie ein Blick auf das Flußnetz des Shannon zeigt (Fig. 21). Schwinden am Seeufer, wie wir sie im südlichen Abschnitt des Lough Mask finden (s. Kapitel 2.2.2.), sind eine Ausnahme. Sie fehlen auch im Nord- und Mittelabschnitt des Ostufers des Lough Mask, wo noch aus den Lowlands der Robe River dem See zufließt (vgl. Fig. 1 und 15). Die Schwinden am Südostufer des Lough Mask sind dadurch bedingt, daß der See vom nur etwa 3,5 Kilometer entfernten Nordufer des Lough Corrib durch einen Riegel wasserstauender altpaläozoischer Quarzite getrennt ist. Der dadurch verursachte Aufstau des Lough Mask bzw. der Unterschied der durchschnittlichen absoluten Höhe der beiden Seespiegel ist beträchtlich (s. Fig. 15 und Blatt 11, „South Mayo“, der topographischen Karte von Irland 1 : 126.720, Dublin 1968). Der Karstwasserspiegel stellt sich daher in den Lowlands südlich des Robe River bereits auf das Nordostufer des Lough Corrib ein und liegt am Südufer des Lough Mask tiefer als dessen Spiegel. Seewasserschwinden sind für den Irischen Karst also keineswegs typisch.

Bei der Ausdehnung und Oberflächenform der Lowlands nimmt es nicht wunder, daß man sich in Irland schon frühzeitig mit dem Ausmaß des *Oberflächenabtrages* durch Kalklösung beschäftigte. So kam J. R. KILBOE (1907, p. 80) schon bei seinen zu Beginn des Jahrhunderts im Flußgebiet des Shannon durchgeführten Untersuchungen zu dem Resultat eines Oberflächenabtrages seit der letzten Vereisung von 0,025 mm pro Jahr.

Je mehr man jedoch an Literatur heranzieht, desto unsicherer steht man den Daten gegenüber. Tabelle 1 ist P. W. WILLIAMS (1970, p. 110) entnommen. Nach den Zahlen

IRISH GEOGRAPHICAL STUDIES

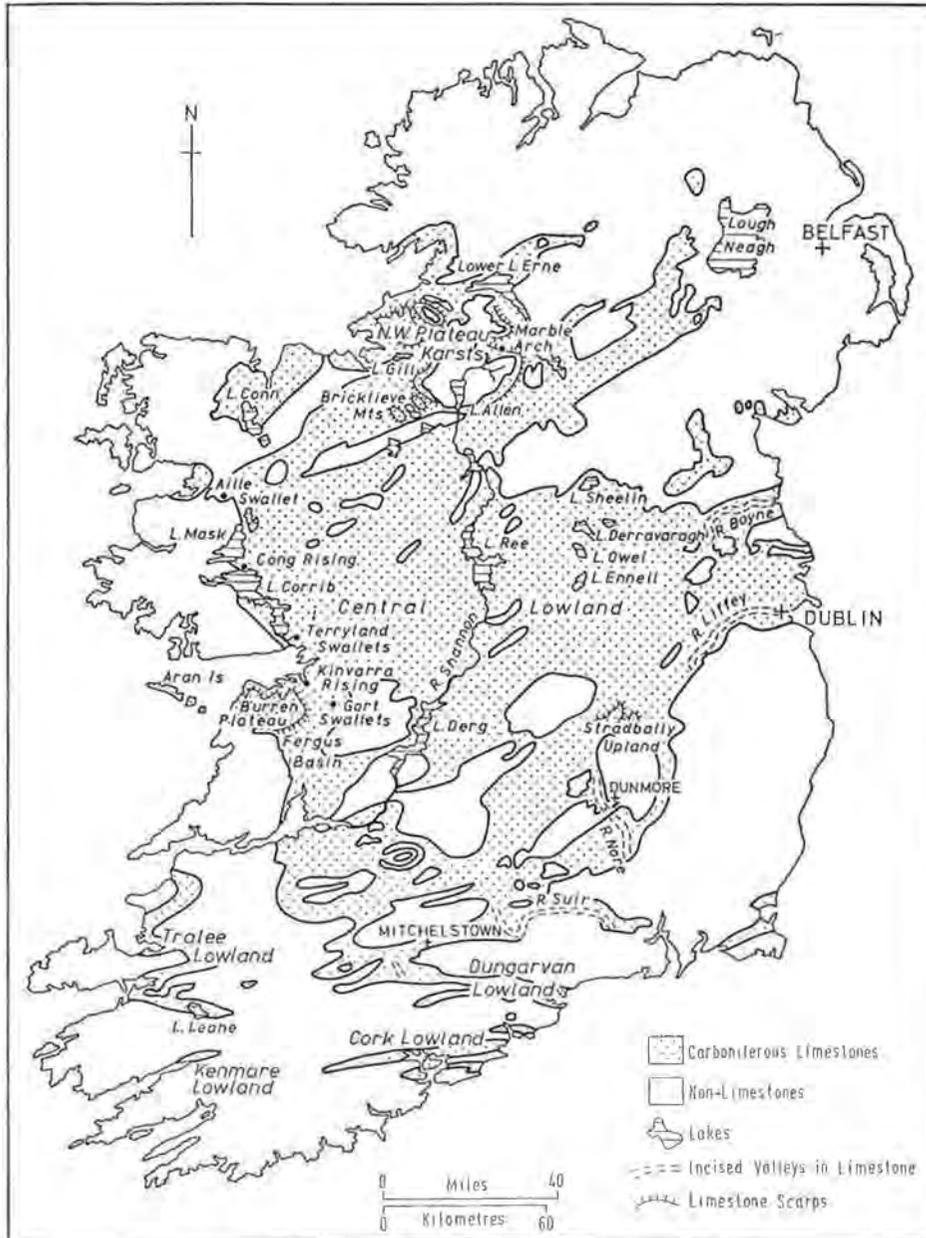


Fig. 21: Verbreitung der Karstgebiete in Irland (nach P. W. WILLIAMS, 1970, p. 106). Punktierte Flächen = Karbonkalke.

von Tabelle 1 würden die höchsten Abtragungswerte im Bereich der Zentral-Burren zu verzeichnen sein. Da es sich hier weitgehend um einen nackten Karst handelt, widerspricht dies der Annahme von A. BÖGLI (1978, p. 49), „daß im bedeckten Karst 89% des Abtrages an der Erdoberfläche erfolgen, im nackten nur 20%“.

Eine Zusammenstellung bei M. M. SWEETING (1972, p. 42) bringt auch keine klärende Ordnung der Daten, und man kann nur wünschen, daß der etablierten „Commission on Karst Denudation“ in der Internationalen Speläologischen Union Erfolg beschieden ist.

Ich glaube, daß in den gemäßigten Klimabereichen nach wie vor die Reinheit der Kalke, eine das notwendige CO₂-Angebot sichernde Pflanzendecke und die entsprechende Regenmenge die entscheidenden Kriterien für den Kalkabtrag sind.

Entscheidend ist aber auch die Methode, nach der gearbeitet wird. J. CORBEL stützt sich bei seinen Berechnungen ausschließlich auf den Gehalt von CaCO₃ und MgCO₃ in den Wässern der Flüsse und Quellen, vereinfacht als Gesamthärte gemessen. Das ist aber die Transportmenge und läßt keine Fixierung der Örtlichkeit (Oberfläche, unterirdische Wasserwege) und des Lösungskörpers (Fels, Sinter, klastische Gesteine) zu. Damit werden die in Tabelle 1 für die Zentral-Burren ausgewiesenen Daten für die Kalkulation des korrosiven Oberflächenabtrages unbrauchbar.

Tab. 1: Geschätzter Oberflächenabtrag durch Kalklösung in Irland (aus P. W. WILLIAMS, 1970, p. 110).

Lokalität	Lösungsrate pro Jahr	Autor
Shannon-Becken ober Limerick	1 ft/12.000 y (ca. 0,025 mm/Jahr)	J. R. KILROE, 1907
Shannonbecken ober Limerick	0,030 mm	J. CORBEL, 1957
Ballintra, Co. Donegal, NW-Irland	0,014 mm	J. CORBEL, 1957
Nordöstlich von Sligo, NW-Irland	0,040 mm	J. CORBEL, 1957
Keishcorran, Co. Sligo, NW-Irland	0,030 mm	J. CORBEL, 1957
Cuilcagh, Co. Fermanagh, N-Irland	0,050 mm	J. CORBEL, 1957
Ost-Central Lowlands	0,010 mm	J. CORBEL, 1957
Nördliches Burren-Massiv	0,080 mm	J. CORBEL, 1957
Zentrales Burren-Massiv	0,120 mm	J. CORBEL, 1957
Südliches Burren-Massiv	0,100 mm	J. CORBEL, 1957
Bereich südl. Ennis, W-Irland	0,080 mm	J. CORBEL, 1957
Shannon-Mündung	0,040 mm	J. CORBEL, 1957
Synklinale von Cork	0,050 mm	J. CORBEL, 1957
Gebiet von Killarney, SW-Irland	0,100 mm	J. CORBEL, 1957
Becken des Fergus-Flusses, W-Irland	0,051 mm	P. W. WILLIAMS
Shannon-Becken ober Killaloe	0,053 mm	P. W. WILLIAMS

Eine andere Methode zur Anschätzung der Größenordnung dieses Vorganges ist die Messung der Sockel der sogenannten *Korrosionstische*.

Moränenblöcke oder Erratika schützen nach dem Abschmelzen des Eises ihre Unterlage vor Korrosion, und der durch die Abtragung der Umgebung entstehende Sockel – an die Gletschertische gemahrend – ist ein Maß für den Oberflächenabtrag.

Auf diese Korrosionstische verwies J. J. DOZY schon 1938. R. MOSER (1956, 1967) kam zu genaueren Angaben und errechnete für den nackten Karst des Dachsteinplateaus im Bereich des Daunstadials einen jährlichen Abtrag von 0,010–0,015 mm. A. BÖGLI gab diesem Phänomen den Namen „Karrentische“ (u. a. 1978, p. 59) und kam mit Hilfe morphometrischer Messung von deren Sockel im nackten Karst des



Fig. 22: Korrosionstisch. Silurischer Sandsteinblock über Karbonkalksockel, Yorkshire, England. Sockelhöhe bis 30 cm (Foto: J. ZÖTL, 1977).

Muotagebietes (über 1800 m Sh) in der Schweiz auf einen oberirdischen Abtrag von 0,014 mm (1978, p. 49).

Korrosionstische bekommen dort eine besondere Aussagekraft, wo das Deckstück aus einem anderen Material besteht als der Sockel. Fig. 22 zeigt ein Beispiel aus Yorkshire (England), wo ein erratischer Block aus silurischem Sandstein auf einem Sockel aus Karbonkalk ruht. Dieser Kalk gleicht jenem der irischen Lowlands, auch die Niederschlagshöhen der beiden Landschaften zeigen ähnliche Größen. Der Sockel hat eine durchschnittliche Höhe von 30 cm. Wenn wir der Annahme folgen, daß das Gebiet vor annähernd 12.000 Jahren eisfrei wurde, ergibt sich ein durchschnittlicher jährlicher Abtrag von 0,025 mm, derselbe Wert, wie ihn J. R. KILROE 1907 für das Shannon-Becken errechnete.

Für die Lowlands von Irland mag je nach Örtlichkeit ein langzeitlicher Oberflächenabtrag zwischen 0,025 und 0,053 mm der Wirklichkeit ziemlich nahe kommen. Es muß jedoch betont werden, daß das ausschließlich für das Postglazial gilt, wobei auch in dieser Zeitspanne Phasen mit teilweise wesentlich veränderten Gegebenheiten aufgetreten sein können.

Von großer wasserwirtschaftlicher Bedeutung ist die relativ seichtliegende unterirdische Verkarstung in den Synklinalen Südost- bzw. Südirlands. In den weiten, von glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen bedeckten Niederungen führen die unter der wenig permeablen pleistozänen Decke liegenden verkarsteten Kalke ausreichend Wasser für die Versorgung von Wirtschaft und Siedlungen.

Eine Frage ist, wie tief die Verkarstung in den verschiedenen Karstgebieten Irlands reicht. Soweit ein Hochkarst vorliegt, geben Fußhöhlen und Quellen gewisse Hinweise.

In den Küstengebieten ist die Frage eng mit den Meeresspiegelschwankungen und den Problemen des Pleistozäns verknüpft.

3.2. Eustatische Meeresspiegelschwankungen und Irland im Pleistozän

Von den Mittelmeerküsten wissen wir um das Bestehen stärker verkarsteter Horizonte im Karbonatgebirge, verursacht durch eustatische Meeresspiegelschwankungen im Gefolge der Klimaschwankungen im Pleistozän. Trotz örtlicher tektonischer Exzesse sind die einzelnen Phasen und Terrassensysteme im großen bekannt.

Viel unübersichtlicher sind die Verhältnisse in Nordeuropa. Die mächtige Decke des Inlandeises bzw. deren Abschmelzen verursachten durch ihre wiederholte Be- und Entlastung der Erdkruste glacio-isostatische Bewegungen, die es im Zusammenspiel mit den eustatischen Meeresspiegelschwankungen äußerst schwierig machen, hydrogeologisch wirksame Phasen einigermaßen zu erfassen.

Wie überall sind die jüngsten Zeugen noch am besten greifbar, und ich knüpfe an die Worte von G. F. MITCHELL (1978, p. 169) an, der sagt, daß die kontroversen Ansichten (über die Meeresspiegelschwankungen) damit enden, daß um ca. 5000 BP der Meeresspiegel um die Britischen Inseln ungefähr 4 m über dem gegenwärtigen Stand lag. Fig. 8 und 12 zeigen diese „Flandrische“ Brandungsterrasse, die sich meines Erachtens als einzige mit dem Mittelmeer (Nizza-Terrasse) vergleichen läßt. In Mitteleuropa entspricht dies klimatisch der Eisregression des postglazialen Klimaoptimums. G. F. MITCHELL (1978, p. 182) nimmt an, daß vom Ende der letzten Eiszeit an (Late Midlandian, vgl. Fig. 23) bis zum Flandrischen Höchststand, d. i. von ca. 10.000 BP bis etwa 5000 BP, der Meeresspiegel an den Küsten Irlands sich von -35 m auf + 4 m veränderte. In Fig. 23 habe ich die von G. F. MITCHELL (1978, p. 179-185) beschriebenen und zeitlich eingeordneten Stadiale und Warmzeiten seit 26.000 BP der von G. R. COOPE (1975, p. 157) dargestellten Kurve der mittleren Julitemperatur der Britischen Lowlands gegenübergestellt. Es herrscht eine sichtlich gute Übereinstimmung.

Weniger klar ist die Frage nach den etwaigen parallel verlaufenden Veränderungen der Meeresspiegelhöhe. Es scheint nicht, daß das Nahanagan Stadial nochmals einen wesentlichen glazio-isostatischen Einfluß hatte. Für das Woodgrange Interstadial nimmt G. F. MITCHELL (1978, p. 182) eine rapide glazio-isostatische Hebung an, so daß breite Landbrücken zwischen England, der Insel Man und Irland bestanden, die auch von der Pflanzen- und Tierwelt überschritten wurden.

Für die älteren Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns gestaltet sich dann auch der Vergleich mit den Phasen am Kontinent schwierig.

Der Beginn des irischen Midlandian wird noch etwa zeitgleich mit dem des britischen Devensian, der norddeutschen Weichsel- und der alpinen Würmeiszeit gesetzt (70.000-80.000 BP). Auch für die Dauer des Riß/Würm-Interglazials und die entsprechenden Warmzeiten Norddeutschlands und der Britischen Inseln (Eemzeit, Ipswichian) deckt sich noch der zeitliche Rahmen (ca. 130.000-80.000 BP). Die Kaltzeit des Munsterian (britisch Wolstonian) wird mit der Einstufung in die Zeit von etwa 200.000 bis 130.000 BP (G. F. MITCHELL, 1978, p. 176) aber wesentlich kürzer eingeschätzt als die Saale- bzw. Rißeiszeit (300.000-130.000 BP), in deren frühen Abschnitt auf den Britischen Inseln bereits die nächstältere Zwischeneiszeit (britisch) Hoxnian, irisch Gortian Warmzeit) fällt.

Es ist nicht unsere Aufgabe, in diesem Rahmen weiter auf die Gliederung des Pleistozäns in Irland einzugehen. Was das wesentlichste für die Frage der unterirdischen Verkarstung ist, ist die Suche nach dem tiefsten aufgetretenen, für längere Zeit wirksamen Stand des Meeresspiegels im Vergleich zu heute.

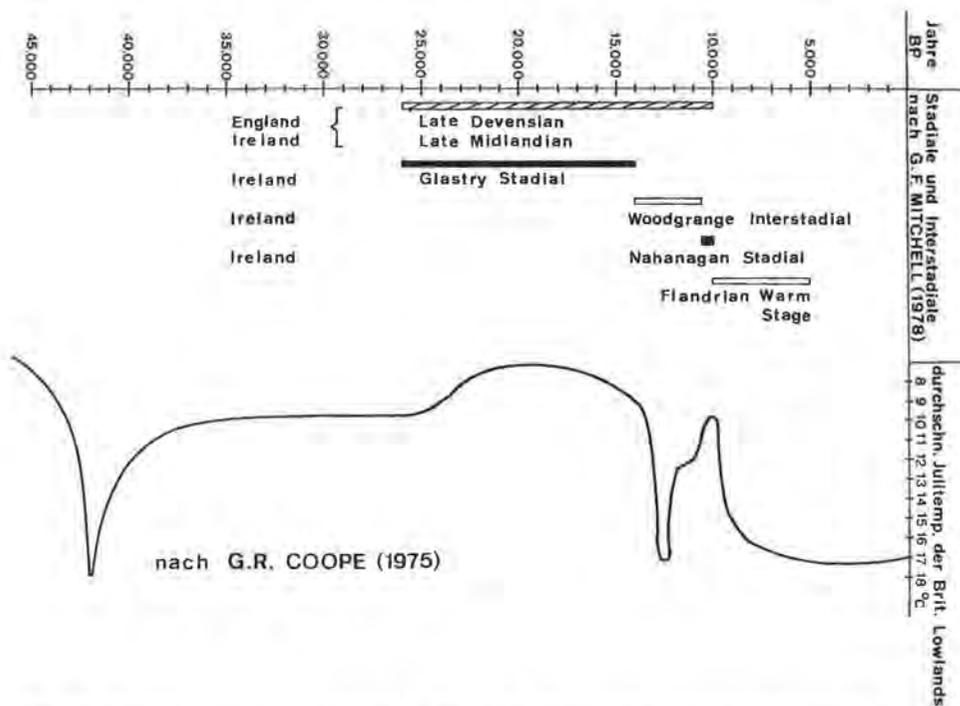


Fig. 23: Gegenüberstellung der von G. F. MITCHELL (1978) beschriebenen spät- und nacheiszeitlichen Stadiale und Interstadiale und der von G. R. COOPE (1975) gezeichneten Kurve der mittleren Julitemperaturen seit 45.000 BP.

Der Wert von -35 m etwa 10.000 BP wurde schon genannt. In Kapitel 2.1.2. wurde erwähnt, daß die Synklinale von Cork an der Südostküste bis maximal -50 m unter dem heutigen Meeresspiegel mit Ablagerungen des Midlandiums aufgefüllt ist. Es ist die größte Tiefe heute überstauter terrestrischer Ablagerungen, die mir bekannt wurde. Auch mit dieser Zahl ist die Meinung von W. B. WRIGHT (1937) nicht entkräftet, daß die Küstenterrassen hauptsächlich dann gebildet wurden, wenn der Meeresspiegel durch ein weitgehend gleiches Ausmaß von eustatischem Anstieg und glazio-isostatischer Hebung annähernd unverändert blieb. Da G. F. MITCHELL (1978, p. 176) für das Munsterian (= Wolstonian, jüngere Rißeiszeit) die vertikale glazio-isostatische Bewegung auf etwa 135 m anschätzt, bleibt für einen viel tiefer gelegenen Meeresspiegel vorläufig kein Anhaltspunkt. Damit dürfte einer stärkeren unterirdischen Verkarstung in größeren Tiefen weitgehend Grenzen gesetzt sein, da das Meerwasser zwar in die vorgegebenen Klüfte und Spalten eindringt, sie aber kaum korrosiv erweitert.

Epilog

Der erweiterte Exkursionsbericht hielt sich in erdwissenschaftlichen Grenzen.

In diesem Nachwort soll daher wenigstens erwähnt werden, daß auch Geschichte und Kultur des Landes einzigartig sind.

Die neolithische Besiedlung wird am sichtbarsten durch die Megalithischen Gräber bezeugt, sie wird von F. MITCHELL (1977, p. 144 ff.) in die Zeit von 5500 bis 4000 BP gestellt. Aus der folgenden Bronzezeit gibt es bereits zahllose Funde und den Nachweis intensiver Landwirtschaft und Tierhaltung, während es in der „heidnischen“ Eisenzeit (Pagan Iron Age, F. MITCHELL, p. 159 ff.) anscheinend zu einem Rückgang der Agrikultur kam.

Die frühe Christianisierung (5. Jh.) brachte zunächst eine längerandauernde Kultur- und Kunstpoche mit Höhepunkten zwischen dem 6. und 9. Jahrhundert, unterbrochen von kurzen Wikinger-Einfällen und Verwüstung von Küstengebieten. Ab dem 12. Jahrhundert beginnt die Zeit, in der es bis 1923 für jedes Jahrhundert nur



Fig. 24: Ausschnitt aus dem Ruinenfeld der Klosterstadt Clonmacnoise, Zentralirland (s. Fig. 1; Foto: J. ZÖTL, 1977).

den Wechsel von Unterwerfung, Aufstand, Krieg und Niederlage gab, wobei die Unterschiede nur im Ausmaß der Ausplünderung und Unterdrückung lagen. In keinem anderen Land der westlichen Welt, nicht einmal in dem im 2. Weltkrieg zerbombten Deutschland, bestehen die baulichen Denkmäler der kulturellen Entwicklung nahezu ausschließlich aus Ruinen. Man ist verwirrt, wenn man dem geschriebenen Führer folgend „das schönste Bauwerk der Renaissance“ oder die „großartige Klosterstadt“ sucht – im Unterbewußtsein das Bild französischer oder italienischer Prachtbauten vor den Augen –, vor Ruinen und Trümmern steht. Fig. 24 zeigt einen Ausschnitt aus dem Ruinenfeld des alten Mönchsentrums von Clonmacnoise südlich von Athlone in Zentralirland. Schon im 6. Jahrhundert gegründet, ist diese Klosterstadt eines der vielen Beispiele des ständigen Wechsels von Niedergang und Wiederaufbau bis zum bitteren Ende der endgültigen Zerstörung und völligen Plünderung durch die englischen Truppen im Jahre 1552.

Die Geschichte hat auch den Menschen geprägt. Es bedarf keines Klischees, um den nachhaltigen Einfluß des jahrhundertelangen erbitterten Freiheitskampfes zu fühlen. Selbst die Landschaft ist eingeschlossen; schildert ein Ire das Burren-Plateau, so zitiert er Cromwells Soldaten: Kein Baum, um die Iren zu hängen, kein Wasser, um sie zu ertränken, keine Erde, um sie zu begraben (J. B. WHITTOW, 1974, p. 149).

Der Lebensstandard des Landes hat jenen Mitteleuropas noch nicht erreicht. Der Durchschnitts-Ire aber ist zufrieden, dem Fremden gegenüber gastfreundlich und offen. Sein „God bless you“, zum scheidenden Gast gesprochen, ist ehrlich gemeint, auch für den Deutschsprachigen.

Literatur

- ALDWELL, C. R., & D. J. BURDON: Groundwater Investigations in Eire. Paper presented to the meeting hold at Trinity College Dublin on 25 May, 1979.
- BÖGLI, A.: Karsthydrographie und physische Speläologie. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York 1978.
- COOPE, G. R.: Climatic fluctuations in northwest Europe since the Last Interglacial, indicated by fossil assemblages of Coleoptera. In: A. E. WRIGHT & F. MOSELY, 1975, p. 153–168.
- CORBEL, J.: Les karsts du nord-ouest de l'Europe. Mém. et Doc. Inst. Etudes Rhodan, 12, Lyon 1957.
- CUMMINGHAM, G.: Burren Journey. Published by Shannonside Mid Western Regional Tourism Organisation, 1978.
- DALY, E. P., & G. R. WRIGHT: Field Excursion in the Nore River Basin and the South Munster Synclines. 26 and 27 May, 1979.
- DAVIES, H. G. L., & Nicholas STEPHENS: Ireland. The geomorphology of the British Isles. Methuen & Co. Ltd., London 1978.
- DOZY, J. J.: Eine Gletscherwelt in Niederländisch-Neuguinea. Ztschr. f. Gletscherkde., XXVI, 1938.
- DREW, D.: Limestone Hydrology in Counties Clare and Galway. In: Hydrogeology in Ireland. Trinity College, Dublin 1979a.
- DREW, D.: Field Excursion Burren, Co. Clare. Guide IAH-Karst-Commission, Trinity College, Dublin, 1979b.
- DREW, D., & D. HUDDART: Dunmore Cave. Guidebook. Ed. by National Parks and Monuments Service, Dublin. Keine Jahresangabe.
- JENNINGS, J. N.: Karst. M.I.T. Press, London 1971.
- KILROE, J. R.: The river Shannon; its present course and geological history. Proc. Roy. Irish Acad., 26 B, Dublin 1907.
- MITCHELL, F.: The Irish Landscape. Collins, London 1977.
- MITCHELL, G. F.: Raised beaches and sea-levels. In: F. W. SHOTTON, 1978, p. 169–186.
- MOSELER, R.: Zur Abtragung im Dachsteingebiet. Neue Wege zur Messung der Denudation periglazialer Karsthochflächen mit Hilfe der „Korrosionstisch-Methode“. Jahrb. O. Ö. Musealverein, 101, Linz 1956.

- MOSER, R.: Kalktische im Toten Gebirge und im Dachsteingebiet. Jahrb. Österr. Alpenver., Innsbruck, 1967.
- SHOTTON, F. W.: British Quaternary Studies, Clarendon Press, Oxford 1978.
- SWEETING, M. M.: Karst Landforms. Macmillan, London 1972.
- WEST, R. G.: Pleistocene Geology and Biology with especial reference to the British Isles. Longman Group Ltd., London 1968.
- WHITTON, J. B.: Geology and scenery in Ireland. Penguin Books Ltd. Harmondsworth, Middlesex, England, 1974.
- WILLIAMS, P. W.: Limestone Morphology in Ireland. Sonderdruck aus: N. STEPHENS & R. E. GLASSCOCK (eds): Irish Geographical studies in honour of Estyn EVANS. Belfast 1970.
- WILLIAMS, P. W., & J. N. JENNINGS: Contributions to the Study of Karst. The Australian National University, Dept. of Geography Publication G/5, Canberra 1968.
- WILLIAMS, R. B. G.: The British climate during the Last Glaciation; an interpretation based on periglacial phenomena. In: A. E. WRIGHT & F. MOSELEY, 1975, P. 95-120.
- WRIGHT, A. E., & F. MOSELEY: Ice Ages: Ancient and Modern. Proc. 21st Inter-University Geol. Congr. Birmingham 2-4 January 1974. See: House Press, Liverpool 1975.
- WRIGHT, W. B.: The Quaternary Ice Age. Macmillan, London 1937.
- The Burren Region. Führer hsg. von Mid-Western Regional Tourism Organisation. Irish Tourist Board, Dublin. Keine Jahresangabe.
- Ordnance Survey of Ireland: Rivers and their catchment basins. Dublin 1958.
- Geological Map of Ireland. Ordnance Survey. Dublin 1962.

Summary

The author had the opportunity to attend or carry out, respectively, hydrogeological excursions to various regions of Ireland in the years 1977 and 1979 (fig. 1).

After a short illustration of the physio-geographical main characteristics of Ireland will be given a description of the excursions.

The most important sites of the excursion Dublin-Youghal were the Castlecomer Plateau (with Dunmore Cave), the Nore valley, the valley of the river Suir, the Comeragh Mountains and the syncline of Dungarvan. The basic subjects of the discussions in the Comeragh Mountains dealt with the glacio-geomorphologic landscape and in the Dungarvan syncline with the exploration of underground water. Here the most productive borehole of Ireland is situated, which yields 13 Mill/l/day (154 l/s). In this region also exists one of the richest systematically explored groundwater reservoirs with long-time measurements, the results of which are of wider interest as Ireland still covers 85% of its water supply from the surface drainage.

The excursion of Youghal-Cork first led to the coast south of Youghal to an impressive ancient shoreline of the Flandrian stage.

The shallow-lying underground karst phenomena in the striking syncline from Cork to Youghal Bay just under the land surface were of great interest. Due to the flatly rolling landscape there is a change of rivers, sinkholes, karst springs and shallow underground drainage following the joint pattern.

The Burren-massif in Northwest Ireland was visited by car in 1977 and 1979. It is the most-studied karst region of the country. The massif consists of Upper Carboniferous Limestone (Burren Limestone series) dipping 1-5° towards SSW under Upper Carboniferous shales and sandstones forming the well-known Cliffs of Moher. In former epochs the Burren-Plateau was totally covered by shales. In Late Tertiary began their denudation which still continues today. The Burren-Plateau is a naked karst, devoid of water and traversed by kluftkarren. In the coastal area of the Burren-massif can in the tidal zone be found special types of coastal karren, the form of which is influenced partly by the local fauna (sea-urchins). Part of the subterranean drainage of the massif runs to the river Fergus and the other feeds submarine and coastal springs.

In July 1977, I was able to visit the shorelines of lakes and turloughs, especially of Lough Mask and Lough Corrib. An extraordinary type of karren in bedding joints exists on the east shore of the Lough Mask. These karren partly show a receding progress, which is connected with the strong seasonal water level fluctuations of the lake. In contrast to most of the lakes of Ireland which are a local base level for the underground and surface drainage pattern Lough Mask shows at its southeastern margin sinkholes and ponors feeding through them the karstwater body in the adjacent Lowlands.

The Lowlands expand more or less all over Central Ireland from Galway to Dublin. They are covered karst with ample meadows and peat-bogs. Typical of the region, here are so-called turloughs beside glacial deposits. These small basins having no outlet are seasonally dry (in accordance with the changing karstwater level) or filled with water. It isn't correct to compare them

with the poljes in Yugoslavia and Greece as they are totally lacking the typical characteristics of the polje (springs, ponors, flat ground and tectonic features). They are glacio-karstic landforms.

An essential problem for the Irish karst beside the turloughs, is the absolute rate of limestone solution at the landscape's surface. Presently can, with a degree of certainty, be estimated an annual denudation of the land surface between 0,025 mm and 0,053 mm as a many years' average. This rate, however, cannot be transferred to much earlier epochs without caution.

The influence of the eustatic sea level fluctuations and the glacio-isostatic movements of the island on the subterranean karstification can hardly be registered any more. It is only a provisional assumption that during the Quaternary the sea level on the coasts of Ireland never sank more than -35 to -50 m under that of today. Considerably higher levels than today's are certain but they are of no importance to the lower margin of the subterranean karstification.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. JOSEF ZÖTL, Abteilung für Hydrogeologie, Technische Universität, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz.